ORSAY
SERIE
N° D'ORDRE 2112

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE DE PARIS-SUD CENTRE D'ORSAY

pour obtenir le titre de docteur de 3ème cycle

spécialité: géologie structurale

par

JEAN-LOUIS GAILLET

GEOLOGIE STRUCTURALE DE LA ZONE BRIANÇONNAISE ORIENTALE EN HAUT VAL GRANA.

ALPES COTTIENNES MERIDIONALES, ITALIE

SOUTENUE LE 29 juin 1976 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

F. ELLENBERGER	Président
A. MICHARD	Rapporteur
J. MERCIER	Examinateurs
C. BOYER	
R. LEFEVRE	

TRAVAUX DU LABORATOIRE DE GEOLOGIE STRUCTURALE ET APPLIQUEE D'ORSAY

THESE

ORSAY
SERIE
N° D'ORDRE

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE DE PARIS-SUD CENTRE D'ORSAY

pour obtenir le titre de docteur de 3ème cycle

spécialité: géologie structurale

par

JEAN-LOUIS GAILLET

GEOLOGIE STRUCTURALE DE LA ZONE BRIANÇONNAISE ORIENTALE EN HAUT VAL GRANA.

ALPES COTTIENNES MERIDIONALES,
ITALIE

SOUTENUE LE 1976 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

F. ELLENBERGER	Président
A. MICHARD	Rapporteur
J. MERCIER	Examinateurs
C. BOYER	
R. LEFEVRE	

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

A ma Femme et

à ma Fille.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548119_0005

Je tiens particulièrement à remercier :

- M. le Professeur Ellenberger qui m'a accueilli dans son laboratoire et m'a fait découvrir la Géologie structurale au cours des divers enseignements et stages qu'il y a organisés.

- M. le Professeur Michard qui a suivi mes travaux et, avec une grande bienveillance me guida dans mon travail.

- M. le Professeur Mercier qui a eu l'amabilité de faire partie de mon Jury.

- Mme Boyer qui a accepté à maintes reprises de me recevoir et de me donner de précieux conseils.

- M. Lefèvre qui m'a proposé ce sujet me faisant découvrir "la Géologie alpine" et accéder à des techniques d'analyses modernes.

Ma profonde reconnaissance ira également à :

- M. le Professeur Slodzian qui m'a accueilli dans son laboratoire et m'a permis d'utiliser le micro-analyseur ionique.

- M. Dennebouy qui s'est chargé de l'analyse des échantillons sur ce même appareil.

- M. Horrenberger qui me fit profiter de ses connaissances concernant l'analyse tectonique.

Pour la réalisation de cette thèse je remercierai encore :

Mme Pelletier qui m'aida avec sa gentillesse coutumière pour la réalisation matérielle de cette thèse et la dactylographie des légendes.

Mme B. Guyot qui s'est chargée avec diligence de la dactylographie du texte.

M. Klein et M. Lambalais qui ont réalisé avec compétence toutes les lames minces nécessaires à mon étude.

Mme Durousseau de l'Institut d'Optique qui a eu la gentillesse d'effectuer les stencils électroniques des figures.

M. Coquelle et M. Didelot qui m'ont aidé pour la constitution des planches photographiques.

Mme Côté qui s'est chargée de la reliure de cet ouvrage.

Melle Cohen qui m'aida dans mes recherches bibliographiques.

Merci également à tous mes camarades qui de près ou de loin ont participé à ce travail.

Ma reconnaissance et mon amitié iront également à Don Bruno, Curé de Pradlèves qui m'hébergea dans le magnifique sanctuaire de San Magno, et aux habitants du Val Grana qui m'accueillirent si chaleureusement.

" La montagne n'est pas dangereuse, on n'y risque que d'y perdre la vie, tandis qu'à Paris on devient bête et méchant "

VOLTAIRE

SOMMAIRE

I. INTRODUCTION

1. Le sujet

2. Le cadre géographique
3. 2.1. Orographie et hydrographie
2.2. Aspects morphologiques

3. Le cadre géologique
3.1. Situation dans les Alpes Internes
3.2. Domaines géologiques
3.2.1. Le domaine des schistes lustrés
3.2.2. Le domaine briançonnais
3.2.3. Disposition générale des unités

II. STRATIGRAPHIE

1. La "série siliceuse" (du Carbonifère au Werfénien)
1.1. Introduction
1.2. Les coupes stratigraphiques
1.2.1. Coupe de l'Inciastar
1.2.2. Coupe de la crête du Colle Viribianc à la Lombarda
1.2.3. Coupe du versant oriental du Monte Borel
1.2.4. Coupe du Vallon de Monfieis
1.3. Conclusion

2. Le Trias calcaro-dolomitique
2.1. Introduction
2.2. Description des coupes
2.2.1. Coupe de la Rocca Parvo
2.2.2. Coupe de la Cima Viribianc
2.2.3. Le massif du Viridio
2.3. Conclusions

3. Vue générale sur la stratigraphie

./.

III. TECTONIQUE

1. Introduction

2. Les petites structures

2.1. Description des éléments structuraux

2.1.1. Les quatre phases tectono-métamorphiques

2.1.2. Les structures de phase 1

2.1.3. Les structures de phase 2

2.1.3.1. Les plis P2

2.1.3.2. Les structures planaires

2.1.3.3. Les structures linéaires

2.1.4. Les structures de phase 3

2.1.4.1. Les plis 3 et les structures planaires

2.1.4.2. Les linéations 3

2.1.5. Les structures de la déformation tardive 4

2.2. Analyse géométrique

2.2.1. Géométrie des plis 3 et4, restitution des linéations 2

2.2.1.1. Rappels théoriques

2.2.1.2. Les plis P3

2.2.2. Exemples de structures tardives 4

2.2.3. [illegible] de superposition des déformations 1 à 4

2.2.4. Analyse [illegible]tonique sectorielle

2.2.4.1. Secteur de la Punta Parvo

2.2.4.2. Secteur du Rio Passe

2.2.4.3. Secteur de la Fontana Viervie

2.2.5. Conclusion

3. Les grandes structures

3.1. [illegible]

3.2. [illegible]ales

3.2.1. Coupe de la [illegible] Parvo-Punta Parvo

3.2.2. La transversale du Monte Viridio et de la Cima Viribianc

3.2.3. La transversale du Monte Borel

3.3. Les principales unités tectoniques

3.4. Interprétation génétique

IV. ETUDES MINERALOGIQUES ET PETROGRAPHIQUES

1. Pétrographie

1.1. Les porphyroïdes

1.1.1. Les porphyroïdes quartzifères

1.1.2. Les porphyroïdes sériciteux

1.1.3. Les prophyroïdes rhyodacitiques

1.1.4. Analyse chimique

1.2. Les métabasites
1.2.1. Les prasinites
1.2.2. Les ovardites
1.2.3. Analyse chimique

1.3. Les roches d'origine détritique franc

2. Minéralogie

2.1. Le quartz
2.1.1. Etude optique
2.1.2. Analyse ionique

2.2. Les feldspaths
2.2.1. L'albite
2.2.2. Les feldspaths sodi-potassiques

2.3. Les phyllites
2.3.1. La chlorite
2.3.2. La biotite ancienne
2.3.3. Les micas blancs

2.4. Le chloritoïde
2.4.1. Etude optique
2.4.2. Analyse ionique

2.5. La lawsonite

2.6. La tourmaline
2.6.1. Etude optique
2.6.2. Analyse ionique

3. Essai d'interprétation

3.1. Les paragenèses successives

3.2. Chronologie des événements tectonométamorphiques

V. CONCLUSION GENERALE

1. Résultats d'ordre stratigraphique

2. Résultats d'ordre tectonique et métamorphique

ANNEXE : l'analyse ionique

1. Principe du microanalyseur ionique
2. Performances et limites actuelles du microanalyseur
3. Technique de préparation des échantillons

I. INTRODUCTION

I. LE SUJET

Ce mémoire présente une étude de géologie régionale portant sur des unités métamorphiques de la zone briançonnaise dans le sud des Alpes franco-italiennes (fig. 1 & 2).

Son but principal est d'offrir une description stratigraphique, structurale et pétrologique de ce secteur. Cependant, à l'occasion de cette dernière description, l'étude de certains minéraux à été particulièrement détaillée à l'aide du micro-analyseur ionique.

La région étudiée fait partie du Haut Val Grana et du Vallone dell'Arma. Ses limites sont les suivantes (fig. 3) :

- Au nord, le torrent Grana di Faunièra, d'une part, et la limite du domaine des Schistes lustrés.
- Au sud, la limite du domaine briançonnais externe, calcaréo-dolomitique.
- A l'est, la crête formée par les sommets suivants : Rocca Cucuja, Punta dell Omo, Monte Borel.
- A l'ouest, la crête formée par les sommets de la Punta Parvo, du Parvetto et de la Rocca Parvo.

./.

LES ALPES FRANCO-ITALIENNES

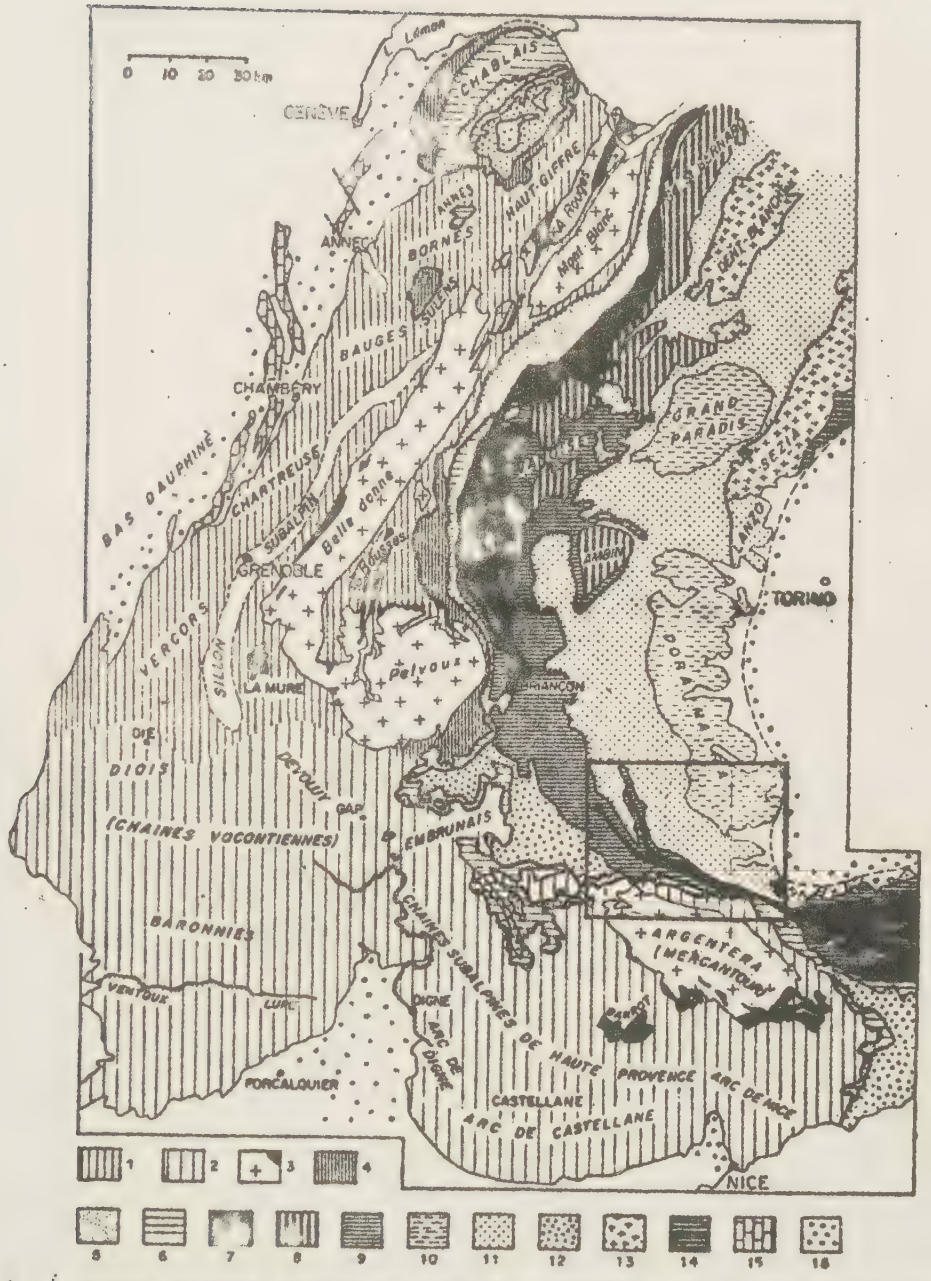


Fig. 1 Schéma structural simplifié des Alpes franco-italiennes. d'après DEBELMAS, 1974.
1. Chaînes subalpines septentrionales. - 2. Chaînes subalpines méridionales. - 3. Massifs cristallins externes et bassins permo-houillers. - 4. Zone ultradauphinoise. - 5. Zone valaisane. - 6. Zone subbriançonnaise. - 7. Zone houillère briançonnaise. - 8. Zone Vanoise-Mt Pourri (Permo-Houiller briançonnais métamorphique). - 9. Mésozoïque briançonnais. - 10. Massifs cristallins internes piémontais. - 11. Zone des schistes lustrés piémontais. - 12. Nappes de Flyschs néocrétacés (Flysch à Helminthoïdes, Flysch de la Simme s.l.). - 13. Zone Sesia-Dent Blanche. - 14. Zones du Canavèse et d'Ivrée. - 15. Jura. - 16. Bassins molassiques péri-alpins.

La zone encadrée correspond aux limites de la figure 2.

Fig. 2: SCHEMA STRUCTURAL DES ALPES COTTIENNES MERIDIONALES.

Documents consultés: cartes et schémas de S. Franchi, M. Gidon, C. Kerckhove, R. Lefèvre, M. Lemoine et al.,R. Maladora et al., A. Michard et P. Vialon, F. Schumacher, R. Lefèvre et A. Michard.

DOMAINE EXTERNE

- Massifs cristallins externes (Argentera).
- Couverture autochtone des massifs cristallins externes.
- Chevauchement pennique frontal.

DOMAINE INTERNE

- Nappe du flysch à helminthoïdes.
- Zone sub-briançonnaise.

Domaine Briançonnais

- Terrains post-werféniens calcaro-dolomitiques.
- Terrains werféniens et anté-werféniens siliceux.

Domaine Ultrabriançonnais

- Terrains werféniens à couverture réduite de type Acceglio.

Domaine Piémontais

- Ophiolites.
- Schistes lustrés piémontais.
- Serie triasico-liasique.

- Massifs cristallins internes (Dora Maira).

DORA MAIRA
DAMIANO
DRONERO
CARAGLIO
RACASPARVER
ISASPEYRE
CASTELDELFINO
DOMAINE DES
CALCHISTES
PYLMONEYS
CARBONIFERE
PERMO
ZONE PREIT
ZONE D'ACCROCHAGE
BANDE DU ROURET
ARGENTERA
10km

2. LE CADRE GEOGRAPHIQUE

2.1. Orographie et hydrographie (fig. 3)

De part et d'autre de la crête étudiée, d'orientation approximative Est-Ouest, se situent deux vallées : le Val Grana et le Vallone dell' Arma. Les torrents correspondants coulent vers l'Est en direction de la plaine du Pô. L'altitude moyenne de la crête est de 2.400 mètres (Punta Parvo : 2.523 m, Monte Viridio : 2.498 m, Cima Viribianc : 2.477 m, Monte Borel : 2.287m), tandis que les torrents voisins coulent vers 1.600 mètres.

2.2. Aspects morphologiques

La crête présente une certaine dissymétrie entre ses deux versants. Le versant nord, recoupant les terrains briançonnais en travers-banc, présente de nombreux abrupts et éboulis entre lesquels, sur les vires, la végétation d'arbustes (aulnes) est favorisée par l'exposition au nord. Le versant sud, en surface structurale et à pente plus douce, est le domaine des alpages.

Nous observons également une différence de morphologie d'ouest en est : au nord-ouest, les sommets se découpent dans les porphyres, les quartzites, anagénites et calcaires du briançonnais, alors que, progressivement vers le sud-est, les sommets deviennent plus arrondis car on passe dans le domaine du briançonnais schisteux et conglomératique.

./.

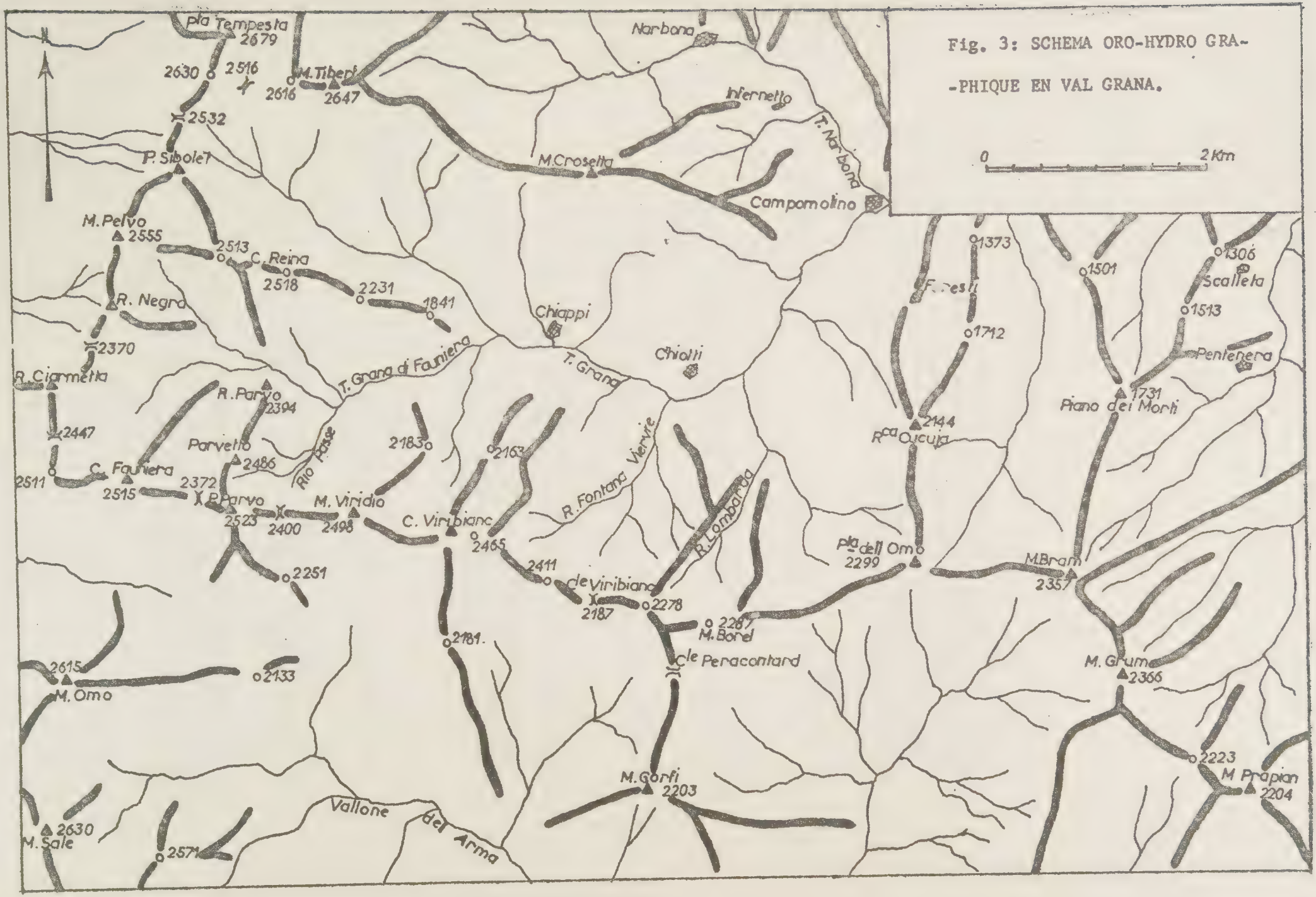


Fig. 3: SCHEMA ORO-HYDRO GRA-
-PHIQUE EN VAL GRANA.

0 2 Km

3. LE CADRE GEOLOGIQUE

3.1. Situation dans les Alpes internes

Le secteur étudié se situe dans la zone interne des Alpes franco-italiennes (fig. 2), à la marge orientale du domaine briançonnais. Il correspond à un segment de la "zone permo-carbonifère axiale" de Franchi(1898), limitée, à l'est, par les séries piémontaises constituées de "schistes lustrés" et des divers faciès associés et, à l'ouest, par la masse calcaréo-dolomitique post-werfénienne du briançonnais externe.

3.2. Domaines géologiques

3.2.1. Le domaine des Schistes lustrés

A. Michard (1967) subdivise les Schistes lustrés du Haut Val Grana en deux "unités" séparées par des chevauchements probablement tardifs :

- une unité III inférieure caractérisée par de grandes voûtes anticlinales calcaréo-dolomitiques triasiques, supportant des calcschistes liasiques à brêches,

- une unité IV où prédominent les séries schisteuses et calc-schisteuses à ophiolites, avec une disposition monoclinale.

F. SCHUMACHER (1972), puis Michard et Schumacher (1973) y distinguent une série jurassico-crétacée de type "Chabrière" (à soubassement ophiolitique ici très réduit) et une "série intermédiaire" à brèches et prasinites.

3.2.2. Le domaine briançonnais

Le domaine briançonnais sensu lato se subdivise sur cette transversale en deux ensembles :

- les unités briançonnaises en position externe, de nature calcaréo-dolomitique et d'âge post-werfénien, formant des nappes de couverture mésozoïques et tertiaires,

- les unités briançonnaises et ultra-briançonnaises (voir chap. 2) en position interne, constituant des nappes à matériel essentiellement siliceux et d'âge permo-carbonifère à werfénien. Ce sont ces dernières unités que nous avons étudiées.

./.

3.2.3. Disposition générale des unités

Elle résulte fondamentalement dans toute cette région de la superposition de deux mouvements généraux (Debelmas et Lemoine, 1957 ; Michard, 1967 ; Gidon, 1962) : les charriages de l'intérieur vers l'extérieur et les rétro-charriages en sens approximativement opposé.

Le charriage des Schistes lustrés sur l'Ultrabriançonnais et le Briançonnais est attesté par l'existence de la demi-fenêtre d'Acceglio (fig. 2).

En Haut Val Grana, la phase tectonique de rétrocharriage est responsable du déversement systématique des structures vers le nord-est et du chevauchement des séries ultrabriançonnaises sur les Schistes lustrés. Dans le Vallone dell' Arma les structures du briançonnais externe restent déversées vers le sud-ouest. Ce double déversement marque la continuité longitudinale de "l'éventail briançonnais".

./.

II. STRATIGRAPHIE

1. LA "SERIE SILICEUSE" (du Carbonifère au Werfénien)

1.1. Introduction

Dans les Alpes Cottiennes méridionales (fig. 2), la zone briançonnaise au sens large se subdivise en trois domaines :

- un domaine externe appelé également "briançonnais classique" comportant d'épaisses nappes de couverture calcaréo-dolomitique post-werfénniennes et où les terrains siliceux permo-triasiques ont peu d'extention (Gidon 1962, 1972),

- un domaine interne avec des unités de Trias calcaro-dolomitiques très réduites et un grand développement de la "série siliceuse" permo-carbonifère et werfénienne. D'après R. Lefèvre (1974), les nappes briançonnaises internes peuvent avoir été la base d'une partie des nappes briançonnaises classiques,

- un domaine d'origine plus interne ou zone ultrabriançonnaise (Lefèvre 1974) se caractérisant par une mince série calcaire : c'est la zone d'Acceglio de Debelmas et Lemoine (1957), Lemoine (1962), où le Jurassique calcaire est transgressif sur les quartzites werféniens érodés, voire sur le Permien.

D'après R. Lefèvre (1974) les nappes ultrabriançonnaises en Haute-Maira chevauchent des unités siliceuses briançonnaises dont la couverture de type briançonnais classique ou externe, a été décollée et, à part quelques résidus triasiques, déportées vers l'ouest lors des mouvements de charriage : le domaine paléogéographique d'Acceglio correspond bien ainsi à un domaine plus interne que le Briançonnais.

Les unités briançonnaises internes et ultrabriançonnaises (à couverture de type Acceglio) ont été étudiées par A. MICHARD (1958 et 1959) en Val Varaita, R. Lefèvre (1965) dans la région d'Acceglio et D. LEBLANC (1962) dans la région du col du Longet ; tout ce secteur situé peu au nord de celui que nous étudions, est l'objet d'une nouvelle description synthétique par Lefèvre et Michard (1976). Les mêmes unités font partie des travaux actuels de R. Lefèvre entre la région d'Acceglio et le Val Grana. Plus à l'est, dans les Alpes Ligures maritimes où ces domaines prennent de l'extension, on citera les travaux de J.P. BLOCH (1965, A. BOITEAU (1971) et A. GUILLAUME (1969).

Nos recherches se sont appuyées largement sur les travaux de ces auteurs, ainsi que sur certaines observations de F. SCHUMACHER (1972).

1.2. Les coupes stratigraphiques

Nous décrirons ici quelques coupes (localisées sur la fig. 4) dont les assises paraissent en continuité stratigraphique régulière (quoiqu'en série inverse) et dont la combinaison (fig. 5) permet de proposer une série stratigraphique régionale reconstituée. Cette série est valable dans son entier pour les unités briançonnaises internes ; dans la partie supérieure (Permo Trias et Werfénien) elle est en gros valable pour les unités qui, à la marge interne du secteur étudié, pourraient appartenir au domaine ultrabriançonnais (voir chap III : unité de S. Magno).

Les descriptions lithologiques seront complétées par le chapitre IV (pétrographie). Quant aux attributions chronostratigraphiques, elles sont faites par référence aux auteurs cités ci-dessus.

1.2.1. Coupe de l'Inciastar

Cette coupe (fig. 4 & 5A) permet d'observer en série inverse la succession des termes les plus récents, du Néopermien volcanique au Werfénien. Nous la décrirons dans l'ordre chronologique.

a) Le complexe basique : micaschistes chlorito-albitiques et prasinites

Ce complexe est représenté par des micaschistes chlorito-albitiques et des roches plus massives en bancs métriques à décamétriques, vert sombre, qui sont des prasinites (cf F. Ellenberger, 1958) : roches à structure poeciloblastique, à albite, amphibole, épidote et chlorite). L'origine de ces roches doit être recherchée dans un volcanisme basique et dans ses produits de remaniement (Ellenberger, op.cit.).

b) Le complexe acide : les porphyroïdes

Ce sont des faciès gneissiques plus ou moins grossiers à phénoclastes de feldspaths potassiques et de quartz rhyolitiques dans une pâte quartzomicacée. Le faciès correspond aux "bésimaudites" du Briançonnais ligure (Zaccagna 1887, Guillaume 1969). Ces roches sont le produit d'un volcanisme rhyolitique permien plus ou moins potassique (cf chap IV, Para. 11) et du métamorphisme alpin syntectonique. Les premiers bancs se présentent dans le complexe basique lui-même.

c) Les anagénites

Les auteurs italiens désignent sous ce nom, depuis D. Zaccagna, des conglomérats polygéniques versicolores généralement schistosés. La formation débute ici par une roche ayant l'aspect de la porphyroïde sous jacente mais contenant des grains de quartz rose. Au dessus vient une masse grossière d'arkoses métamorphiques et de meta-conglomérats quartzitiques à feldspathes potassiques détritiques, à grains ou galets de quartz rose et blanc et à débris de roches volcaniques violacées ("liparites" de P. Termier, cf Lefèvre 1965).

En remontant dans la série, le faciès devient plus fin et plus schisteux et l'on note la disparition progressive des feldspaths potassiques détritiques.

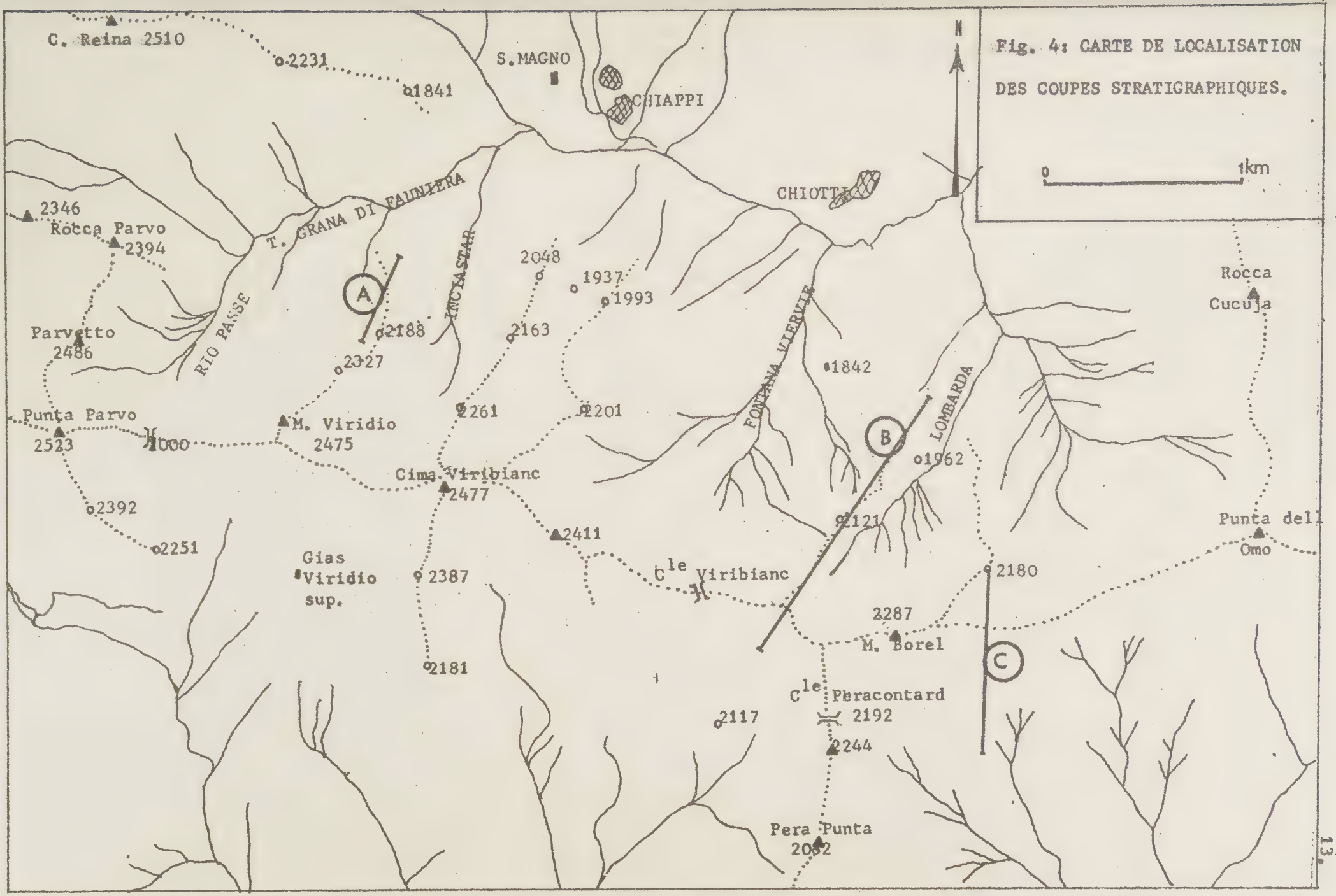


Fig. 4: CARTE DE LOCALISATION DES COUPES STRATIGRAPHIQUES.

Les anagénites constituent le "Verrucano briançonnais" des auteurs et sont attribuées au "Permo-Trias " ou Néopermien supérieur (Lefèvre 1965, Bloch 1965, Michard et Vialon 1965).

d) Les quartzites blancs

Au faciès fin des anagénites supérieures succède une série détritique grossière de quartzites blancs conglomératiques, à galets de quartz blanc presque exclusivement.

Ce niveau, attribué au Werfénien (op. cit.) devient plus fin vers le haut et passe à des quartzites blancs dont le litage est généralement bien visible. On note l'apparition au sommet de la série de quartzites se débitant en plaquettes et à enduits sériciteux vert pâle. C'est le sommet du Trias inférieur du Briançonnais classique (cf. Lefèvre, 1965) sur lequel repose en série continue l'Anisien calcaire.

Seuls sont encore présents quelques lambeaux calcaro-dolomitiques dans le contact tectonique qui termine cette coupe.

1.2.2. Coupe de la crête du Colle Viribianc à la Lombarda

Cette coupe (fig. 4 & 5B) montre une succession continue en série inverse, attribuable au Carbonifère supérieur élevé et à l'Eopermien, en particulier, par comparaison avec les faciès décrits par Bloch (1965) et Guillaume (1969) dans les Alpes Ligures où le Carbonifère supérieur est localement daté par des plantes. Un âge permo-carbonifère était déjà retenu par Franchi (1898).

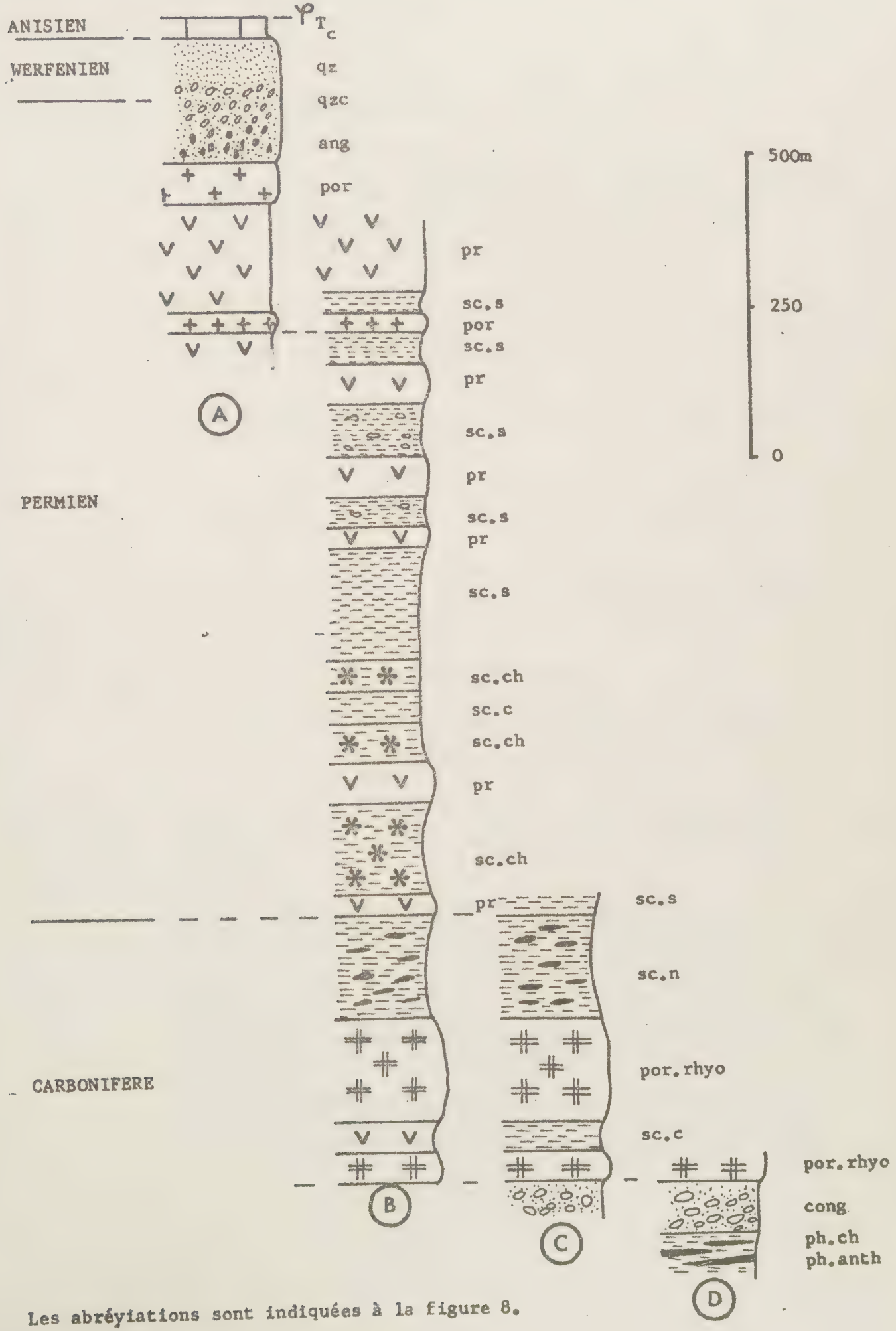
La série stratigraphique sera décrite dans l'ordre normal, comme précédemment :

a) Les porphyroïdes sodi-potassiques

Ce sont des faciès plus ou moins schisteux à phénoclastes sub-automorphes de feldspath potassique, de quartz rhyolitique et d'albite à macles polysynthétiques, avec une mésostase quartzo-micacée schistosée. Seule la présence d'albite différencie ces roches des porphyroïdes du Permien terminal (par. 121.b). Ce faciès affleure suivant deux bandes correspondant vraisemblablement à deux ensembles épanchés successivement et séparés par une série de schistes d'origine volcano-sédimentaire acide. L'ensemble stratigraphiquement inférieur montre un grain assez fin et homogène alors que l'ensemble rhyodacitique supérieur a un faciès plus grossier d'origine tufacée : on y rencontre des "projections" soudées entre elles et des phénocristaux brisés qui ont une répartition irrégulière dans une mésostase quartzo sériciteuse. Les différents éléments du tuf rhyodacitique ont été aplatis et plissés par la tectonique alpine.

./.

Fig. 5 :COUPES STRATIGRAPHIQUES DE LA ZONE BRIANCONNAISE SILICEUSE EN HAUT VAL GRANA.



Les abréviations sont indiquées à la figure 8.

b) Série schisteuse noire

Surmontant le complexe rhyodacitique vient en continuité une série de Schistes sériciteux et chloriteux noirs. Cette série contient quelques niveaux conglomératiques à éléments quartzeux et prasinitiques. Nous remarquerons dans ces roches la présence de phénocristaux de plagioclase et de niveaux graphiteux donnant sa teinte sombre à la roche.

c) La série des schistes sériciteux et chloriteux à prasinites

La série précédente est suivie par un ensemble schisteux de teinte plus claire qui se compose :

- de schistes sériciteux blancs ou vert-pâles, à nodules dolomitiques dispersés,

- de schistes sériciteux blancs plus ou moins quartzeux, piquetés de taches millimétriques vert sombre qui sont des gerbes de chloritoïde, avec quelques nodules dolomitiques roux,

- de lentilles de prasinites s'intercalant à plusieurs niveaux dans la série schisteuse et comparables aux prasinites déjà décrites (par. 121).

1.2.3. Coupe du versant oriental du Monte Borel

Sous le complexe rhyodacitique précédemment décrit, cette coupe (fig. 4 & 5C) nous montre une formation détritique grossière, attribuable au Carbonifère supérieur.

Nous y trouvons des galets d'andésite, de quartzites blancs ou sombres, de rhyodacite. Ces galets, emballés dans un ciment quartzo-phylliteux, ont une taille variable du centimètre au décimètre.

Au microscope, les galets d'andésite se composent de phénocristauxd'albite maclée et subautomorphe, de pyroxène altéré en chlorite et calcite et d'une mésostase chlorito-albitique. Les grains de quartz des galets de quartzites présentent une extinction roulante et sont très souvent cassés. Les galets de rhyodacite présentent des phénocristaux d'albite, de quartz et de feldspath potassique. Quelques micro galets de schistes à séricite et chlorite sont également présents dans ce conglomérat.

Ces galets révèlent donc un volcanisme acide à intermédiaire déjà actif au Carbonifère supérieur avant que ne se produisent les épanchements tufacés et rhyodacitiques visibles au dessus.

./.

1.2.4. Coupe du Vallon de Monfieis

Sous une série continue et inverse de porphyroïdes rhyodacitiques et de schistes conglomératiques du type précédent, nous trouvons un faciès de schistes graphiteux et de phyllades charbonneuses parfois anthracifères. Ce faciès a été signalé pour la première fois par B. GASTALDI (1878) comme étant le terme le plus ancien du "Permo carbonifère axial".

Les phyllades charbonneuses affleurent en petites lentilles intercalées dans des schistes. Elles sont le produit du métamorphisme d'un dépôt riche en substance charbonneuse et contiennent dans le vallon de Monfieis des niveaux d'anthracites. Les lits anthracifères se fondent latéralement avec les phyllades charbonneuses. Au lieu dit "la Miniera" restent encore des galeries résultant d'une exploitation artisanale de l'anthracite.

Aucune flore n'a été trouvée dans ces niveaux charbonneux et la recherche de pollen, aimablement tentée sur nos échantillons par Mademoiselle DOUBINGER à Strasbourg, n'a apporté aucun résultat positif.

Néanmoins, ces niveaux charbonneux sont classiquement attribués en Ligurie au Carbonifère sur la base des travaux de D. ZACCAGNA (1887), C. de STEFANI (1887) et A. Portis (1887). J.P. BLOCH a pour sa part signalé une flore westphalienne (R Barbier et al. 1963).

./.

1.3. Conclusion

La succession observée dans les séries siliceuses de la zone étudiée est en résumé la suivante de bas en haut (voir fig. 8) :

- des phyllades anthracifères et des phyllades charbonneuses correspondant aux termes les plus anciens de la série décrite et attribuées au carbonifère (Westphalien, p.p.) par corrélation avec les niveaux charbonneux des Alpes Ligures (Zaccagna, 1887 ; Stefani, 1887 ; A. Portis, 1887 ; Barbier et al, 1963, Guillaume, 1969).

- des schistes conglomératiques résultant d'un épisode détritique, remaniant déjà des andésites et rhyodacites.

- une série de tufs rhyodacitiques gris-vert ou verts se composant de deux épanchements (?) que sépare un épisode volcano-sédimentaire basique. Ce complexe correspond aux rhyolites sodiques de Guillaume (1969 p 198), d'âge Stéphanien.

- une série schisto-gréseuse conglomératique et tufacée, à lentilles de prasinites et, vers le haut, de porphyroïdes, attribuables au Permien inférieur.

- un complexe volcanique ou volcano-détritique acide, continu avec la série précédente et attribué au Permien supérieur.

- un complexe détritique contenant deux épisodes de mieux en mieux triés :

  a) des anagénites à quartz rose, attribuées au Permo-Trias ou Néopermien supérieur (Lefèvre, 1965, 1968 ; Bloch, 1965 ; Michard et Vialon, 1965).

  b) des quartzites conglomératiques et des quartzites francs à quartz blanc, du Trias inférieur (mêmes références).

La série stratigraphique du Briançonnais interne se poursuit par une couverture triasique calcaro-dolomitique.

Les unités situées à la marge interne du secteur étudié et supposées ultrabriançonnaises (voir introduction) comportent une série siliceuse où l'on reconnait des termes du Permo-Trias et du Werfénien du même type que ceux du briançonnais interne ; la couverture de type Acceglio (cf. Malm - Crétacé supérieur de la Bande d'Acceglio, spécialement de la nappe du Pelvo : coupes de la Roccia Ferra et du Longet : Lefèvre et Michard, 1976) n'a pas été observée dans ces unités et leur attribution au domaine ultrabriançonnais reste hypothétique, appuyée seulement par des arguments de continuité structurale (cf fig. 2 & chap. III).

2. LE TRIAS CALCARO-DOLOMITIQUE

2.1. Introduction

Les seuls éléments de couverture calcaire post-werfénienne affleurant dans notre secteur d'étude sont des masses de Trias calcaro-dolomitique. Il s'agit de résidus de la couverture du Briançonnais interne, isolés de leur soubassement siliceux, perturbés et tronqués par la tectonique alpine (fig. 7).

Leur position et leurs faciès évoquent ceux du M. Boulliagna - en Val Maira - unité décrite par J. Mégard-Galli (1968). Nos descriptions locales s'appuient sur cette étude et sur les travaux stratigraphiques ultérieurs du même auteur pour l'interprétation et les datations des faciès observés.

2.2. Description des coupes

2.2.1. Coupe de la Rocca Parvo

Nous trouvons ici (fig. 6) une série en position normale, qui se compose de bas en haut :

- de bancs de rognons de silex en lits continus qui alternent avec des calcaires dolomitiques : c'est la "zone à silex" d'âge Anisien supérieur de Galli (1968, p 291).

- de calcaires se débitant en plaquettes entre lesquelles l'on trouve de minces lits schisteux. Cette série est comparable à la zone des passées schisto-dolomitiques de Galli (1968 p 291 et fig. 3). Elle forme la partie supérieure de la coupe de la Rocca Parvo sur laquelle reposent en contact tectonique des schistes et porphyroïdes permiens.

L'ensemble représenterait donc l'Anisien Supérieur, par comparaison avec le M. Boulliagna et les faciès décrits par J. Mégard Galli (1968).

2.2.2. La coupe de la Cima Viribianc

Cette coupe (fig. 6) débute par des calcaires massifs dolomitiques sur lesquels repose un niveau schisto-dolomitique à patine orangée et cassure verte. Dans la masse calcaro-dolomitique, ce niveau forme un très bon banc repère qui nous a permis de déchiffrer la tectonique de cette unité (chap. III).

./.

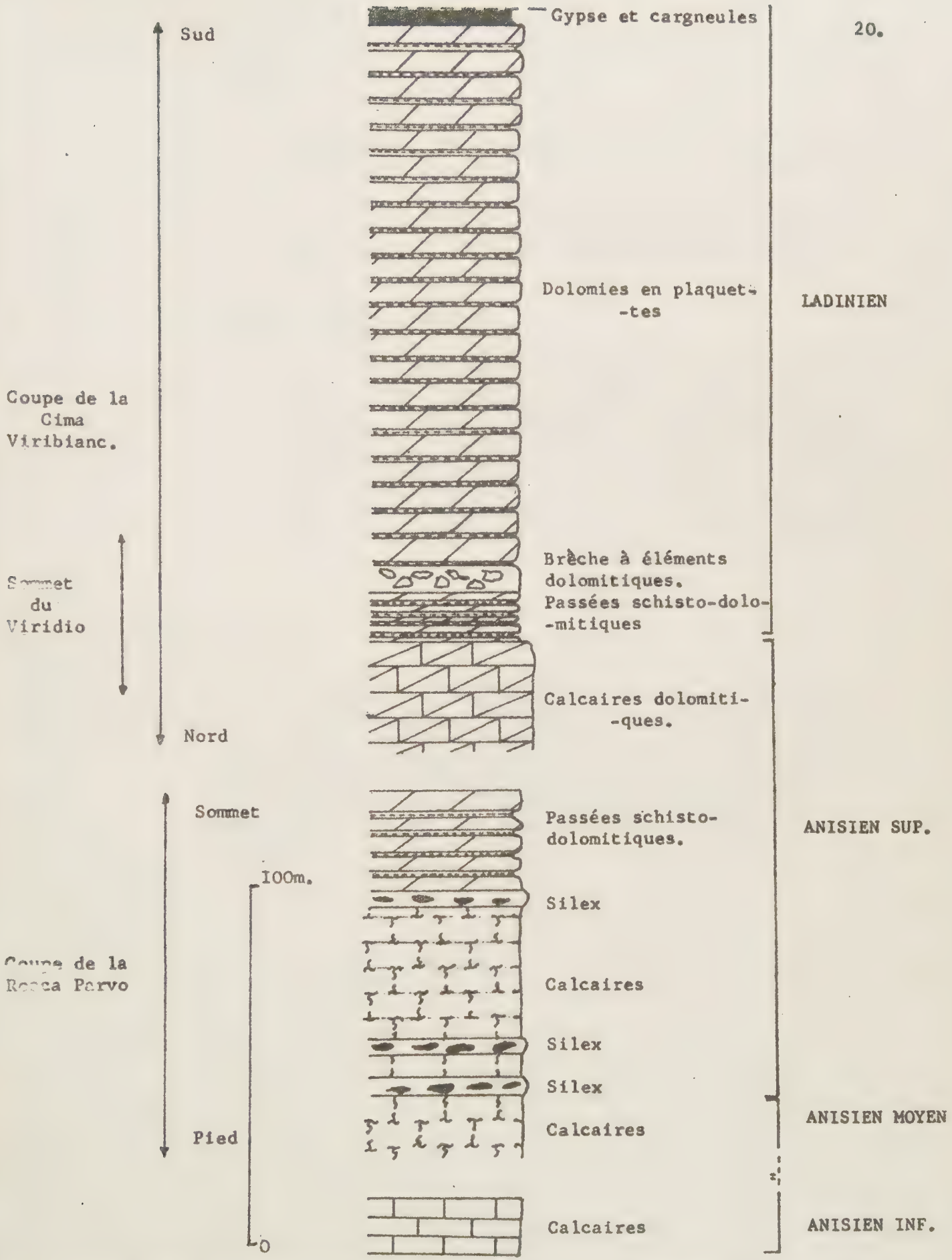


Fig. 6 : ELEMENTS STRATIGRAPHIQUES DU TRIAS CALCARODOLOMITIQUE DE LA ZONE DU BRIANCONNAIS INTERNE EN HAUT VAL GRANA.

Au-dessus se place une épaisse masse de dolomie grise stratifiée alternant avec de minces lits schisteux.

Cette coupe correspond essentiellement aux faciès datés de l'Anisien supérieur et du Ladinien inférieur et peut-être moyen par J. Mégard Galli(1968) dans le Monte Boulliagna.

2.2.3. Le massif du Viridio

On y retrouve les faciès précédents en une série d'écailles plus ou moins fracturées et plissées (fig. 7), mais en outre on peut observer une dolomie bréchoïde lenticulaire au sommet du Viridio, reposant sur des passées schisto-dolomitiques à patine orange et cassure verte. Nous la considérons comme un faciès local à la base du Ladinien et nous la comparons à celle décrite par Galli (1968, p 294) et reposant elle-même sur des schistes orangés à cassure verte : "faux niveau d'émersion" de l'Anisien supérieur.

2.3. Conclusions

La série observée dans l'unité calcaro-dolomitique du Viridio, de la Cima Viribianc et de la Rocca Parvo représente un élément de la couverture du Briançonnais interne. Les faciès qui la composent (fig 6) peuvent se comparer étroitement à ceux du Monte Boulliagna, de situation analogue en Val Maira (Mégard Galli, 1968). C'est ce qui nous a permis d'attribuer la "zone à silex" à l'Anisien supérieur et les termes sus-jacents au Ladinien.

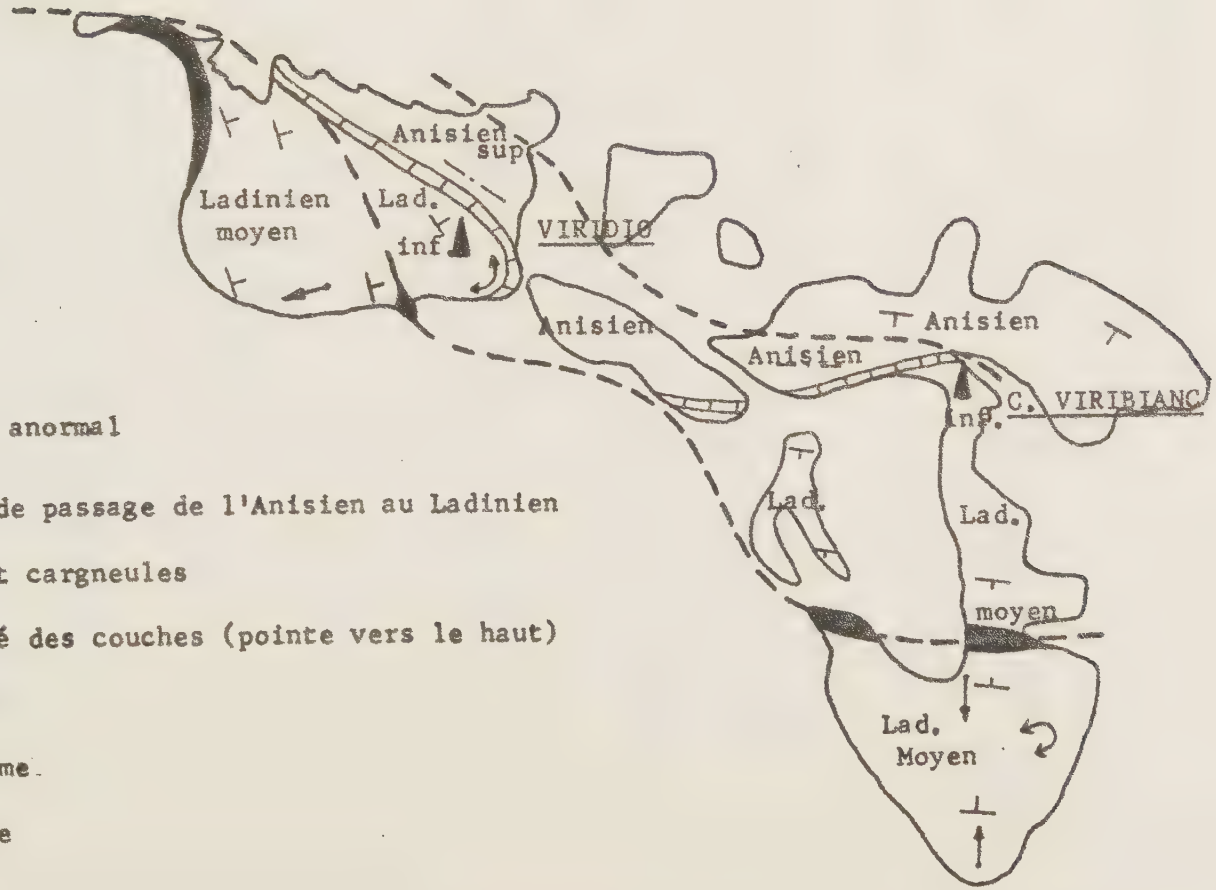
./.

ROCCA PARVO

Fig. 7 : LE MASSIF CALCARO-DOLOMITIQUE DU VIRIDIO-VIRIBIANC ET DE LA ROCCA PARVO.

Echelle: I/I2500.

0 500 I000m



— — Contact anormal

Couche de passage de l'Anisien au Ladinien

Gypse et cargneules

Polarité des couches (pointe vers le haut)

Pendage

Antiforme

Synforme

3. VUE GENERALE SUR LA STRATIGRAPHIE

Les paragraphes qui précédent permettent de proposer une colonne stratigraphique (fig 8), qui concerne le Briançonnais interne de notre secteur.

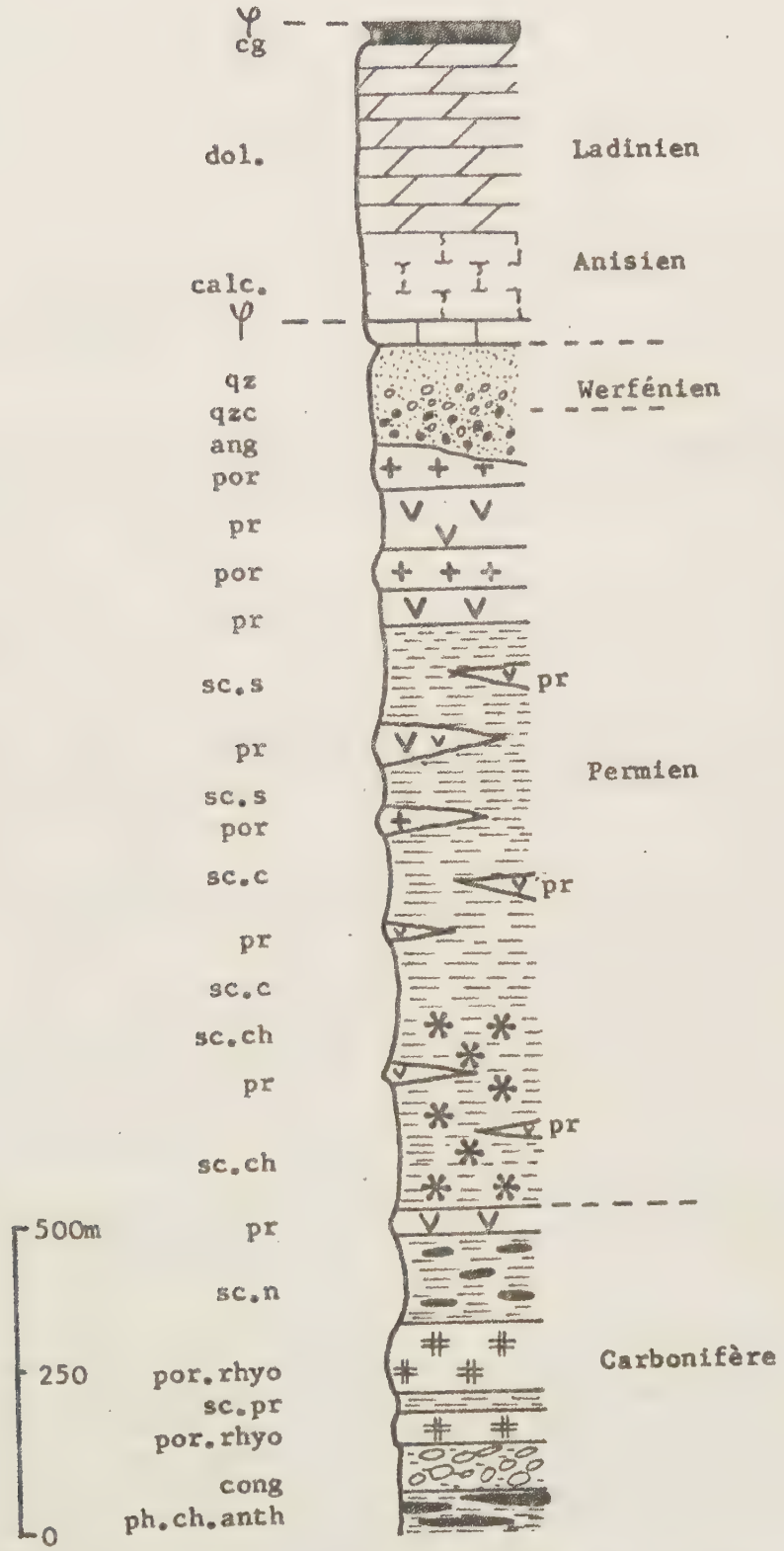
Les niveaux antérieurs au Carbonifère supérieur sont invisibles vers la profondeur et la série est tronquée tectoniquement au dessus du Ladinien.

Les unités les plus internes de notre secteur d'étude peuvent être attribuées à l'Ultrabriançonnais (Lefèvre, 1974, cf par. 1.2.2. ci-dessus). Leur série visible se limite aux Permo-Trias et Werfénien. On ne note pas de différence avec le briançonnais interne.

Rappelons que les séries de couverture ultrabriançonnaise les plus proches sont celles de la Piovosa (Michard et Schumacher, 1973) vers le NW et de la Roccasparvera (Michard, 1967) vers l'est.

Notons également que la série briançonnaise interne et la série ultrabriançonnaise (fig 7 & 5) de notre secteur sont comparables à celles que proposent Lefèvre et Michard (1976) pour la bande d'Acceglio.

Fig. 8 : STRATIGRAPHIE DE LA ZONE BRIANCONNAISE INTERNE EN VAL GRANA.



- Trias moyen: dol. dolomies- calc. calcaires- cg. cargneules-
- Werfénien: qz. quartzites- qzc. quartzites conglomératiques-
- Permien: ang. anagénites- por. porphyroïdes- pr. prasinites- sc.s. schistes sériciteux- sc.c. schistes chloriteux- sc.ch. schistes à chloritoïde-
- Carbonifère: sc.n. schistes noirs graphiteux- por.rhyo. porphyroïdes rhyo-dacitiques- cong. conglomérats- ph.ch.anth. phyllades charbonneuses et anthracifères.

III. TECTONIQUE

I. INTRODUCTION

La région étudiée est tectoniquement intéressante, par sa position entre la zone briançonnaise relativement étalée de la transversale Maira-Ubaye et la zone étranglée et amincie de la transversale Stura-Gesso(fig 1).

En 1929 S. Franchi considérait les structures du Val Grana comme monophasées et se composant uniquement de vastes ondulations et de plis-failles.

Les rapports tectoniques avec les Schistes lustrés, déjà supposés par P. Termier, puis démontrés en Val Varaita par Debelmas et Lemoine (op. cit.) furent décrits dans cette région par A. Michard (1967) qui distingue :

- un charriage de la nappe piémontaise (en fait complexe) par dessus Dora-Maira et le Briançonnais,

- un resserrement déterminant des plis synmétamorphiques,

- des rétrocisaillements avec déplacement des unités tectoniques vers l'intérieur de la chaine,

- de grands plis, des plis-failles et fractures.

Développant les suggestions de A. Michard (1967), R. Lefèvre (1974) montre la superposition en nappes de la zone ultrabriançonnaise sur le Briançonnais interne.

A la suite de l'analyse des petites structures dans les Schistes lustrés du Haut Val Grana par F. Schumacher (1972), nous nous sommes orientés vers une étude comparable dans les zones briançonnaises et ultrabriançonnaises, parallèlement aux travaux de R. Lefèvre et A. Michard dans la bande d'Acceglio. Cette analyse des petites structures nous permettra de mieux décrire les structures propres aux unités briançonnaises internes et ultrabriançonnaises et aussi de discuter leurs rapports avec les Schistes lustrés.

./.

Les méthodes classiques de la géologie structurale (cartographie au 12.500e) ont donc été complétées par celles de l'analyse tectonique suivant la méthodologie utilisée au laboratoire de géologie structurale de l'Université de Strasbourg (cf Caron et al 1973).

N.B. Par convention, les directions d'axes, de couches, etc... sont énoncées par rapport au Nord magnétique et toujours suivant une demi-circonférence graduée vers l'Est à partir de la direction Nord (N-zéro). Les pendages et plongements sont mesurés de 0° à 90° et sont suivis de l'orientation de leur inclinaison.

Les mesures des divers éléments tectoniques sont reportées sur un réseau de Wulff : projection stéréographique méridienne, équiangle par rapport à l'Hémisphère supérieur (cf. Phillips, 1955 ; J. Grolier, 1961 et M. Ruhland, 1970).

./.

2. LES PETITES STRUCTURES

2.1. Description des éléments structuraux

2.1.1. Les quatre phases tectonométamorphiques

Dans les unités briançonnaises internes et ultrabriançonnaises du Haut Val Grana, nous avons pu mettre en évidence, à l'échelle méso et microscopique, trois générations de plis, dont les deux premières sont les plus généralisées. Mais la déformation de la majorité des micas dans les charnières des plis les plus anciens indique qu'il existait déjà une foliation métamorphique antérieurement à ce plissement. Si l'on admet que toute foliation métamorphique est contemporaine d'une phase de déformation, on peut conclure que les unités étudiées ont subi au moins quatre phases tectoniques.

Nous les avons numérotées de 1 à 4 (échelle locale arbitraire) dans l'ordre chronologique. Seules les phases 1 à 3 ont un caractère pénétratif généralisé. Nous n'avons pas observé de pli de phase 1 et les plis observés aux diverses échelles appartiennent aux phases 2 ou3 et plus localement à la phase 4, qui est surtout fracturante.

L'enchainement typique est le suivant :

- des plis souples asymétriques ouverts ou à tendance isoclinale généralement déversés au NE, appartiennent à la troisième génération, la plus répandue. Leur axe est parallèle à une linéation de crénulation L3 très visible et de direction moyenne NNW - SSE,

- les plis reprennent une linéation antérieure L2 contenue dans la schistosité régionale S2 qui, (avec des rejeux de phase 3) correspond au débit principal des roches (fig 9 & 10),

- des plis 2 isoclinaux, couchés dans la schistosité S2 des roches, transposent en la crénulant plus ou moins, une foliation métamorphique S1,

- des déformations tardives : voussures, failles, plis flexuraux, parfois clivage de fracture affectent toutes les structures précédentes de façon plus ou moins nette d'un lieu à l'autre.

Nous confirmons donc l'enchainement admis par F. Schumacher (1972) à la suite de ses quelques observations sur la marge de notre secteur. C'est aussi la succession observée dans la Bande d'Acceglio (Lefèvre et Michard, 1976).

./.

Par son style et sa géométrie la phase 3 locale correspond bien à la phase III des Schistes lustrés et aux phénomènes de "rétro-charriage" (Caron et al 1973) : ceci sera la base des correlations chronotectoniques possibles.

Remarquons encore dans cette introduction que la nature de la roche est très importante dans "l'enregistrement" de ces phases de déformation. Aussi, les porphyroïdes, anagénites et quartzites présentent peu de plis à petite échelle : l'élément tectonique dominant y est une foliation (litage + schistosité cristallophyllienne), alors que les faciès stratifiés comme les micaschistes et les prasinites montrent des plis à toutes échelles.

2.1.2. Les structures de phase 1

Il s'agit essentiellement, on l'a dit, d'une foliation métamorphique (S1). Elle est définie par l'orientation planaire préférentielle de minéraux de métamorphisme parallèlement au litage lithologique (niveaux calcitique, quartzique ou phylliteux). Les minéraux de métamorphisme orientés dans S1 et que l'on peut observer déformés par les plis 2 et les cisaillements dans S2 sont essentiellement des micas blancs et des chlorites, mais aussi des lawsonites et des chloritoïdes (voir par. pétrographie, chap. IV).

On n'a pas rencontré de pli ressortissant de cette phase.

2.1.3. Les structures de la phase 2

2.1.3.1. Les plis P2

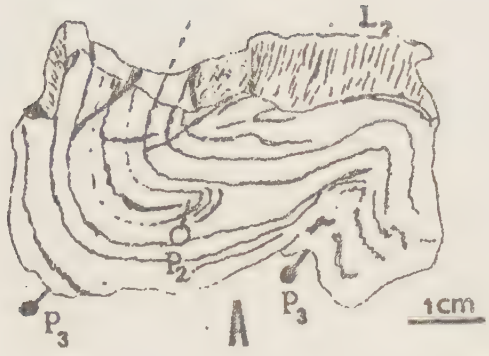
Les plis P2 mésoscopiques sont sub-isoclinaux à isoclinaux, avec un profil de géométrie concentrique aplati à presque semblable (Classes 1c à 2 de Ramsay, 1967) suivant les lits de nature et de compétence différentes qui les dessinent. Ils présentent un aplatissement parallèlement à leur plan axial, avec des flancs très longs et une charnière aigue (fig. 9). Souvent, on observe le boudinage et le cisaillement des flancs du pli et une tendance à former au contraire des bourrages dans la charnière (fig·9f).

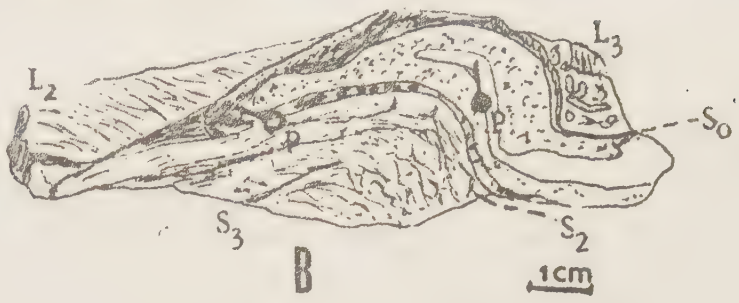
Les plis 2 microscopiques ont la même forme. On peut observer en lame mince qu'ils reprennent la foliation S1 déjà définie, en la crénulant. Nous remarquons un cisaillement intrafoliaire parallèlement à leur plan axial (voir ci-après), qui disjoint et efface en partie ces charnières, ne laissant plus visible qu'une foliation (ou néo-foliation) S2.

./.

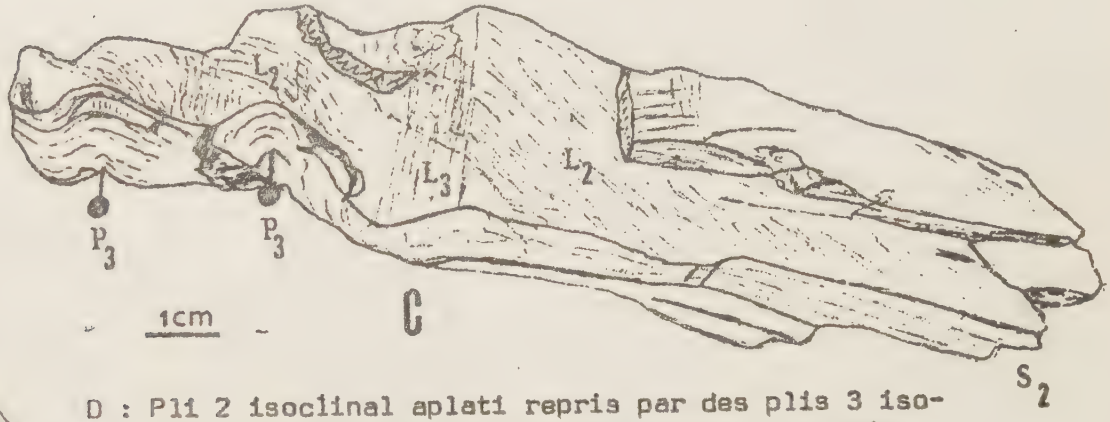
A : Pli 2 repris par un pli 3 dans des prasinites (route militaire de S.Magno)

B : Pli 2 aplati repris par un pli 3 asymétrique dans des schistes chlorito-albitiques.

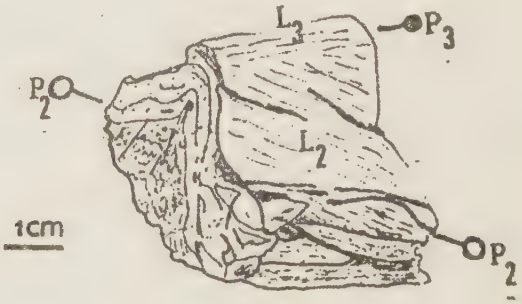




C : Pli 3 reprenant une linéation ancienne L_2 dans des schistes sériciteux permiens (col entre Punta Parvo et Viridio)



D : Pli 2 isoclinal aplati repris par des plis 3 isoclinaux développant une schistosité S_3 de crénulations dans des schistes à séricite et chlorite



E : Pli 2 aplati et linéation 2 contemporaine repris par un pli 3 asymétrique développant une linéation de crénulation

F : Pli 2 isoclinal repris par un pli 3 (boudinage)

Fig. 9 - Structures 2 et 3 associées.

2.1.3.2. Les structures planaires

La schistosité S2 correspond donc généralement au débit principal des roches. Cette structure est définie par l'orientation planaire préférentielle d'une grande partie des minéraux du métamorphisme tels que les phyllites (micas blancs et chlorites), le chloritoïde, la lawsonite... et l'aplatissement des cristaux de quartz et de galets.

L'observation de certaines charnières de plis P2 met cependant en évidence des minéraux cassés et crénulés, antérieurs à ceux qui sont orientés dans le plan axial des plis. Ces minéraux définissent la schistosité S1, plissée par la phase 2. Parallèlement au plan axial des plis 2 se constitue une nouvelle schistosité S2 sécante à la S1 dans les charnières, mais confondue avec elle dans les flancs des plis. Les cisaillements intrafoliaires et l'aplatissement des microlithons amènent finalement une transposition presque complète de S1 dans S2 (voir Caron et Jeannette, 1976). Cependant si cette foliation S2 est formée en grande partie par une ré-orientation des cristaux préexistants, formant la foliation primitive S1, il s'y est aussi développé des cristallisations propres à la phase tectono-métamorphique contemporaine (cf chap. IV).

2.1.3.3. Les structures linéaires

Les phénocristaux des porphyroïdes, les galets des anagénites ou des conglomérats graphiteux sont étirés durant cet épisode de déformation et s'orientent plus ou moins parallèlement les uns aux autres, tout en s'aplatissant dans le plan de schistosité S2 (fig. 11). Les phénocristaux des porphyroïdes forment des porphyroclastes ayant à leurs extrémités des cristallisations de type "ombre de pression" étirés dans la foliation S2. Ces différents éléments ont généralement une même direction d'allongement qui détermine une linéation parallèle à l'axe des plis 2.

D'autres linéations minérales correspondent à des alignements de micas blancs, amphiboles etc... Enfin on observe fréquemment la linéation d'intersections LC-2, ces linéations sont déformées et s'enroulent toutes autour des plis 3 (fig. 10A & 9C).

./.

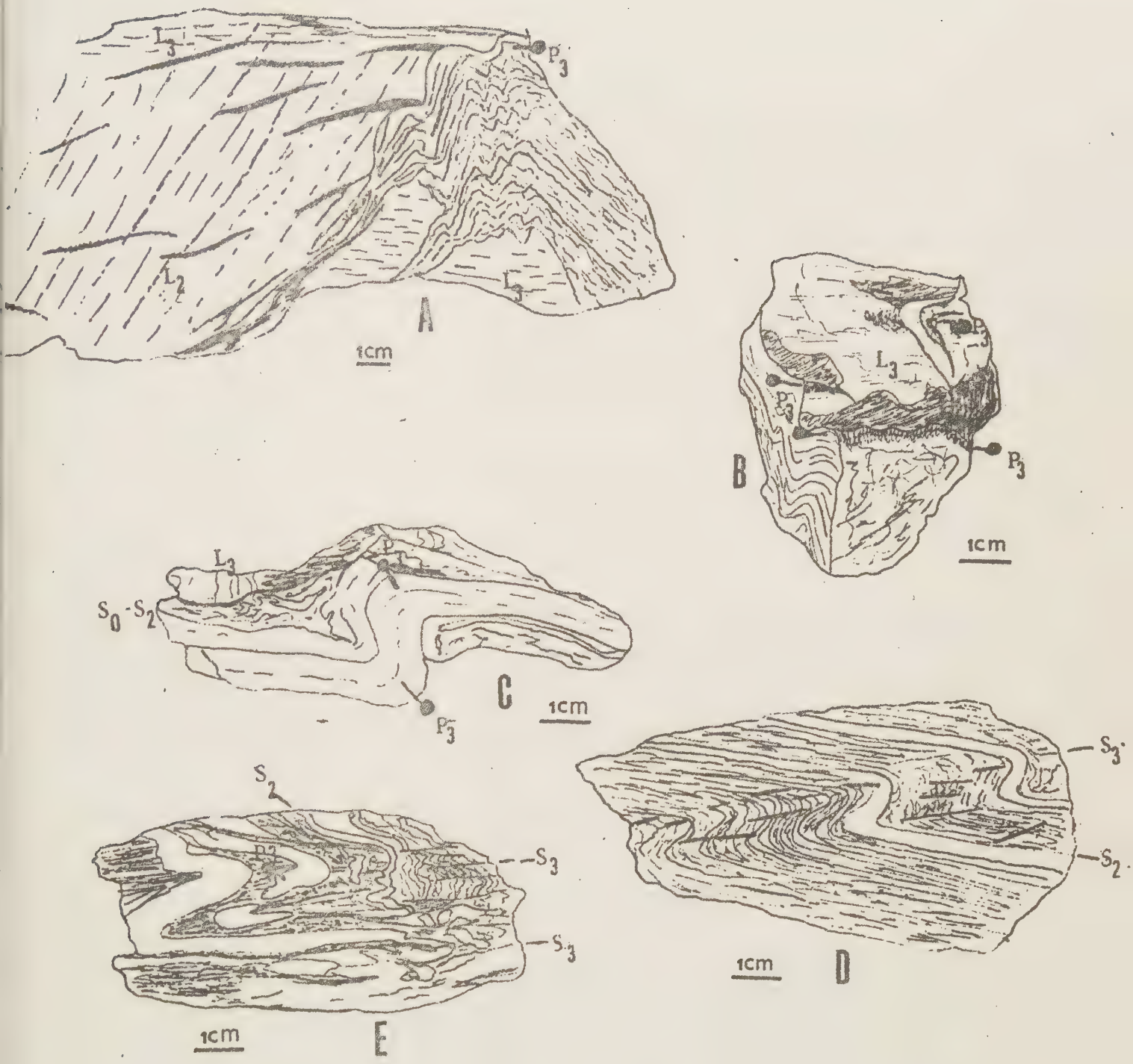


Fig. 10 - Plis 3 de style variable.

A et B : micaschistes présentant des charnières de pli 3 en relais

C : pli 3 asymétrique dans des schistes quartzitiques

D : pli 3 en chevrons dans un porphyroïde rhyodacitique (Rio Passe)

E : quartzo-micaschistes à charnières isolées

2.1.4. Les structures de la phase 3

2.1.4.1. Les plis 3 et les structures planaires

Le style des plis 3 mésoscopiques est très variable, il dépend essentiellement de la nature et de l'épaisseur des bancs affectés, ainsi que de leur position dans les grandes structures (cf Tricart, 1973) :

- dans les niveaux schisteux, la déformation se fait de façon souple par flexion, mais aussi par microcisaillement dans les plans de la schistosité de crénulation S3. Les plis, isoclinaux et de type semblable, sont associés à une linéation de microplis.

- dans les prasinites, les plis sont assez fermés, avec des charnières arrondies et des flancs courts dissymétriques. Ces plis ont une géométrie de type concentrique aplati à semblable (Classes 1c à 2 de Ramsay 1967).

Dans ces roches se développe surtout une schistosité de fracture parallèlement au plan axial des plis d'une façon générale (fig 10D & E), dans les faciès compétents nous trouvons des plis à charnière arrondie de type concentrique à concentrique aplati, alors que dans les faciès moins compétents et très feuilletés apparaissent des plis en chevrons.

Des variations de style et de direction peuvent apparaître dans certaines zones : les plis concentriques y font place, à lithologie égale, à des plis aplatis asymétriques, à charnière courbe ou à charnières courtes qui se relaient longitudinalement (fig 10 A & B).

Tricart (1973) et Caron (1974) ont montré, sur des modèles voisins et considérés comme contemporains, les plis III des Schistes lustrés, que ces aspects sont liés à d'importants glissements suivant des plans parallèles au plan axial des plis. Ces glissements, dus surtout à des microcisaillements dans les plans de schistosité SIII, amènent une "dispersion" des axes de plis III qui restent cependant contenus dans le plan de glissement (plan axial des plis III).

En lame mince, les plis 3 sont très souvent aussi disharmoniques qu'à l'affleurement. Les lits compétents sont faiblement ondulés alors que les lits phylliteux (foliation S2) sont fortement crénulés. Le plissement de S2 (avec déformation des minéraux associés) s'accompagne d'une schistosité S3 fruste qui s'individualise par micro-cisaillement feuillet à feuillet, suivant les plans axiaux des plis 3.

./.

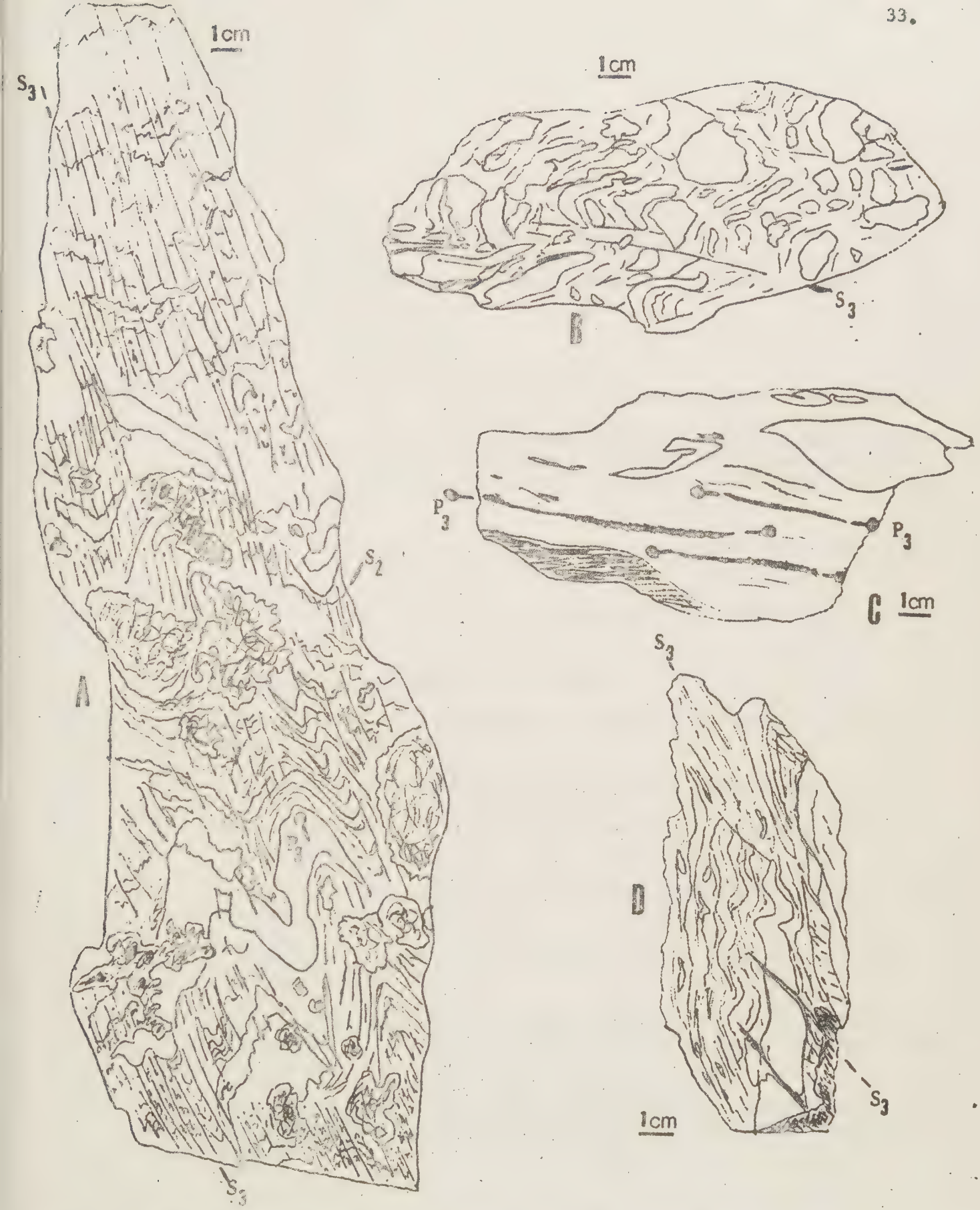


Fig. 11 - Reprise d'éléments préexistants dans les roches étudiées.

A : dans un porphyroïde rhyodacitique reprise des éléments tufacés par des plis 3 développant une schistosité de crénulation

B : reprise des éléments d'un conglomérat carbonifère allongés dans la schistosité S_2 et plissés par la phase 3 de déformation

C : éléments du même conglomérat s'étirant suivant l'axe des plis 3

D : fracturation des éléments tufacés du porphyroïde rhyodacitique par la schistosité S_3

Quand la schistosite S3 est bien marquée, on observe une certaine réorientation des phyllites anciennes. Il s'y ajoute cependant quelques recristallisations le long des plans S3 (chlorite, micas blancs) ou en travers (chloridoïde) : voir chap. IV.

2.1.4.2. Les linéations 3

Nous observons deux types de linéations liées à la phase 3 :

- une linéation de crénulation des structures planaires préexistantes (S2, SO, S1) parallèle à l'axe des plis 3 et pouvant également être dispersée dans le plan axial de ces plis 3.

- une linéation à intersection déterminée par l'obliquité de la schistosité S3 sur le débit de la roche S2.

Ces diverses linéations peuvent être reprises par rotation dans les structures de phase 4.

2.1.5. Les structures de déformation tardive '4'

Les structures qui interviennent peu dans la déformation interne des roches, se traduisent par :

- un basculement vers l'ouest des structures antérieures,

- des plis très ouverts constituant de larges voussures d'échelle hectométrique,

- des kink-bands et des plis en chevrons se développant dans les matériaux quartzo-phylliteux,

- parfois un clivage fruste de microfracture, parallèle aux plans axiaux de ces plis 4,

- des failles transversales, telle la faille N-S de la Lombarda, affectant le contact de la nappe piémontaise avec les nappes briançonnaises.

Il est vraisemblable que toutes les structures tardives rassemblées ici sous la rubrique "phase 4" ne soient pas réellement contemporaines.

./.

2.2. Analyse géométrique mésotectonique

Légende générale des stéréogrammes

Projection stéréographique méridienne, équiangle par rapport à l'hémisphère supérieure (Réseau de Wulff).

- Eléments tectoniques de phase 3 (rétrocharriage)

  - ●— axe mesuré d'un petit pli 3
  - ⊙— axe construit d'un pli 3 (mineur ou majeur)
  - ■— linéation 3 de crénulation
  - ⊡ plan axial construit d'un petit pli 3
  - × schistosité S3
  - ↗ direction des glissements synschisteux associés à un petit pli 3

- Eléments tectoniques de phase 2

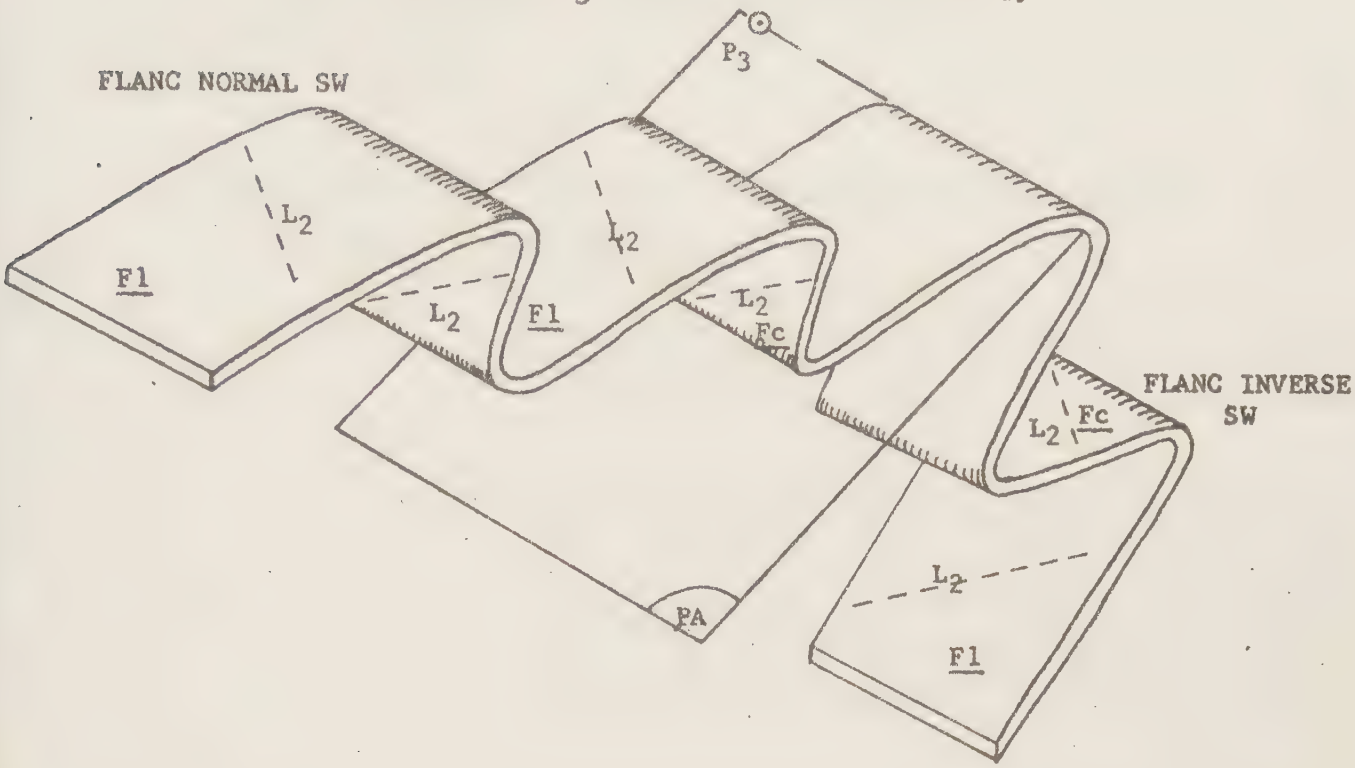
  - ○— axe d'un petit pli 2
  - □— linéation L2 d'intersection
  - ×— linéation L2 minérale
  - • schistosité S2
  - • . flanc court (S2) d'un pli 3 asymétrique
  - ● . flanc long (S2) d'un pli 3 asymétrique
  - ⊙ plan axial d'un petit pli 2

- Autres éléments

  - o stratification SO
  - △ schistosité de phase 4 (S4)
  - ⊿ plan axial d'un pli 4
  - `\`---plan de dispersion

./.

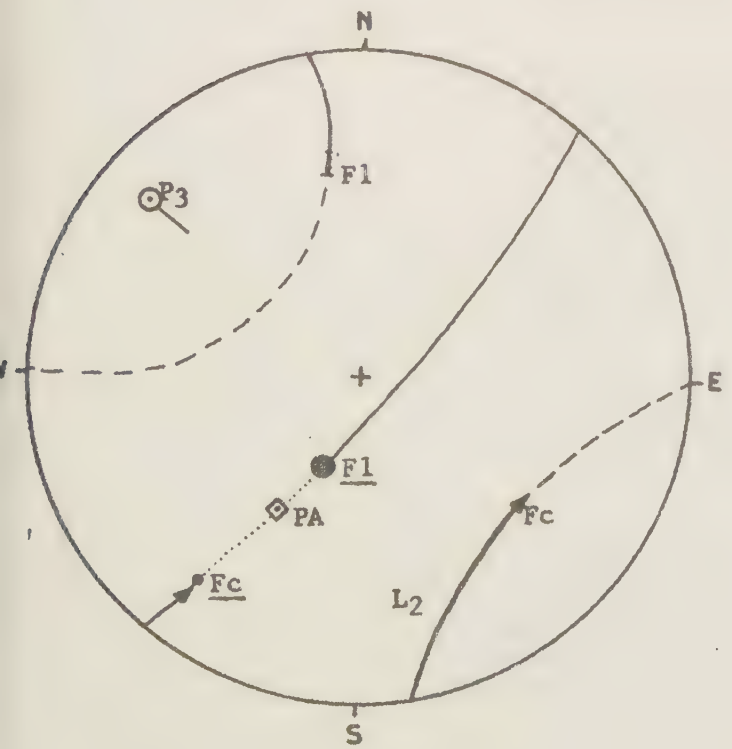
ANTIFORME P_3 DEVERSEE VERS LE NORD-EST.



STEREOGRAMMES THEORIQUES.

Reprise de la linéation L_2 dans un petit pli P_3 de type flanc normal SW.

Reprise de la linéation L_2 dans un petit pli P_3 de type flanc inverse SW.



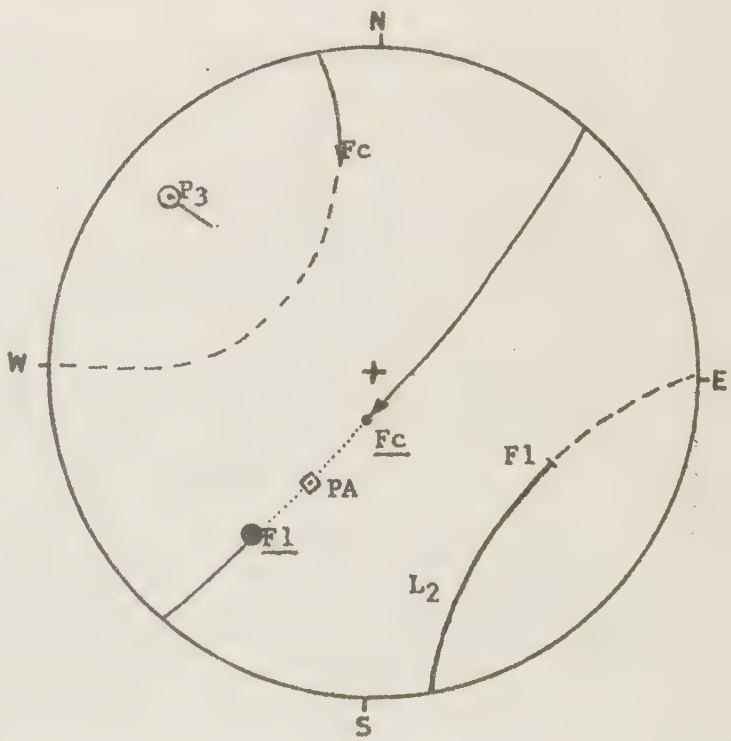


Fig. 12: Dispersion de la linéation ancienne L_2 dans une antiforme P_3 deversée vers le nord-est et de type concentrique.

2.2.1. Géométrie des plis 3 et 4, restitution des linéations 2

2.2.1.1. Rappels théoriques

L'analyse des directions des plans et des linéations sur stéréogramme, combinée à l'observation sur l'affleurement permettent de définir deux principaux types de plis (cf Ramsay, 1967 ; Tricart, 1973 ; Caron et Jeannette, 1975) :

- les plis de type concentrique, supposés formés par les mécanismes de flexion et de glissement couche à couche,

- les plis de type concentrique aplati à semblable, supposés formés successivement ou simultanément par flexion et par un glissement plus ou moins important dans des plans parallèles à leur plan axial (par fluage ou microcisaillement).

Lorsque les plis analysés reprennent une linéation ancienne - et c'est ici le cas pour les plis P3 reprenant une linéation L2 - le mode de reprise de la linéation, analysée sur canevas de Wulff, permet de se faire une idée sur la cinématique du plissement. En effet, dans des plis (P3) de type concentrique, la linéation ancienne (L2) tourne autour de la charnière en conservant un angle constant avec l'axe, sur stéréogramme (fig.12), la linéation (L2) est portée par un petit cercle centré sur l'axe du pli (P3).

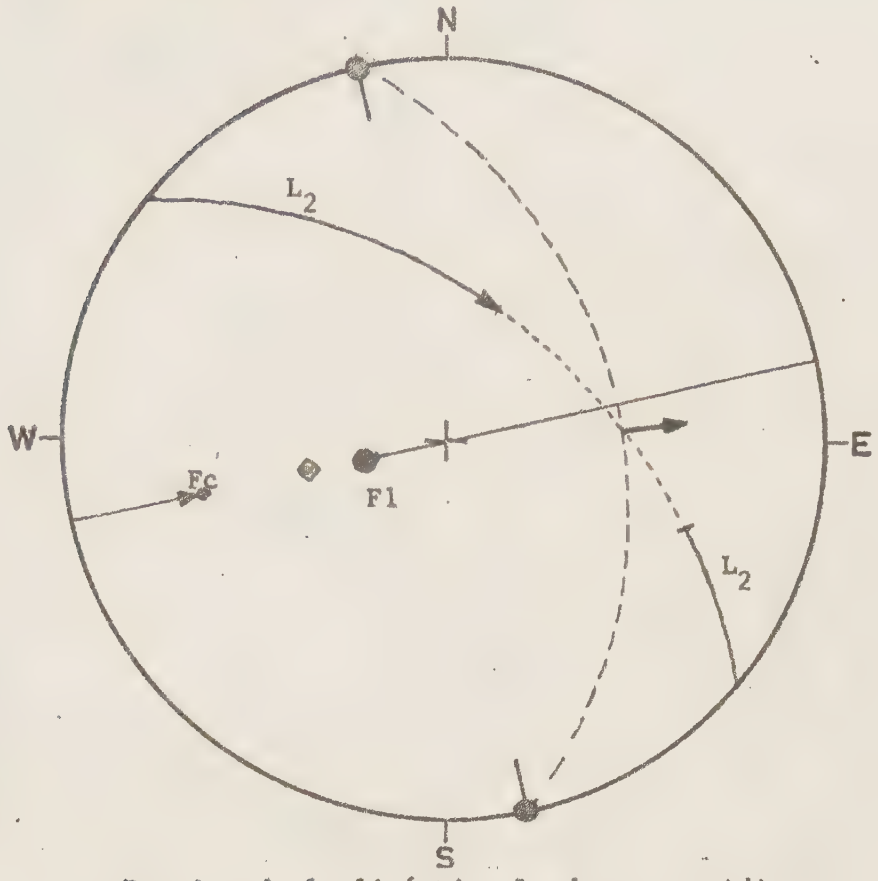
En dehors des charnières, la linéation ancienne affecte deux directions principales : dans le cas de plis déversés comme le sont nos plis P3 (cf fig. 12), l'une caractérise les flancs longs des replis de flanc normal et les flancs courts des replis de flanc inverse, tandis que l'autre est portée par les autres types de flancs. On peut considérer alors que la linéation portée par les flancs subhorizontaux représente une position initiale plausible pour cet axe tectonique ancien.

Si les plis (P3) sont de type semblable ou du moins que les mécanismes de glissement y dominent, la linéation ancienne (L2) tourne autour de leur charnière tout en restant contenue dans un même plan.

Sur stéréogramme (fig. 13) la linéation ancienne est portée sur un grand cercle et l'intersection du plan axial (ou plan de glissement) du pli avec le plan de reprise de la linéation montre la direction des glissements lors de la formation du pli.

./.

Reprise de la linéation L_2 dans un petit pli P_3 de type flanc normal SW.



Reprise de la linéation L_2 dans un petit pli P_3 de type flanc inverse SW.

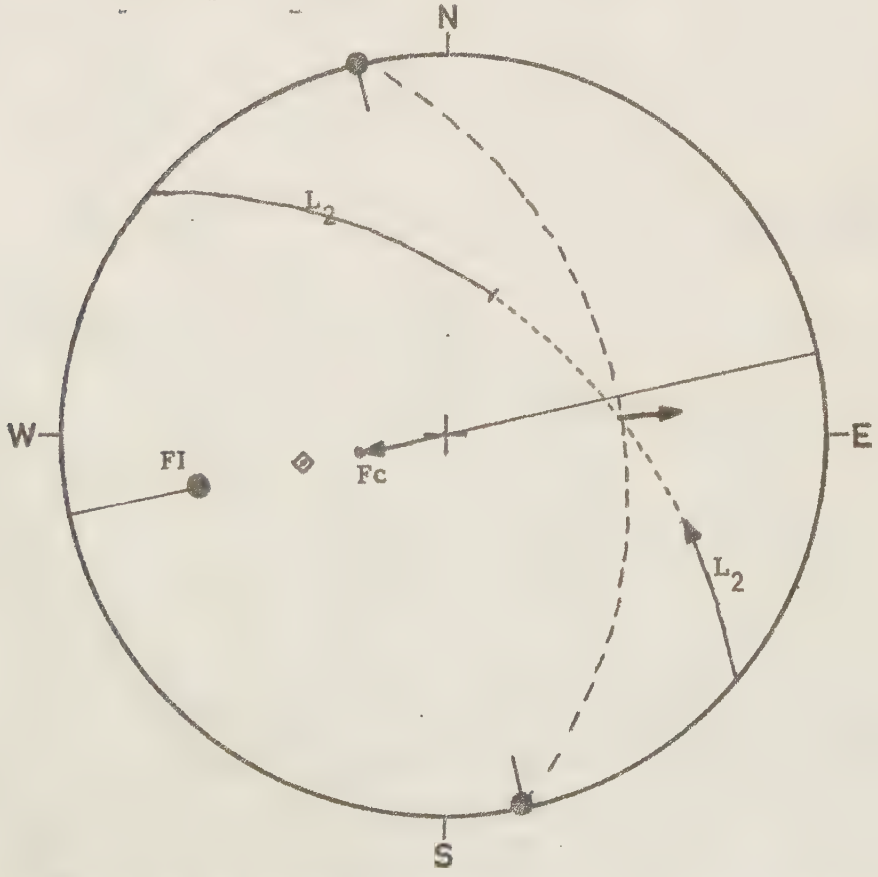
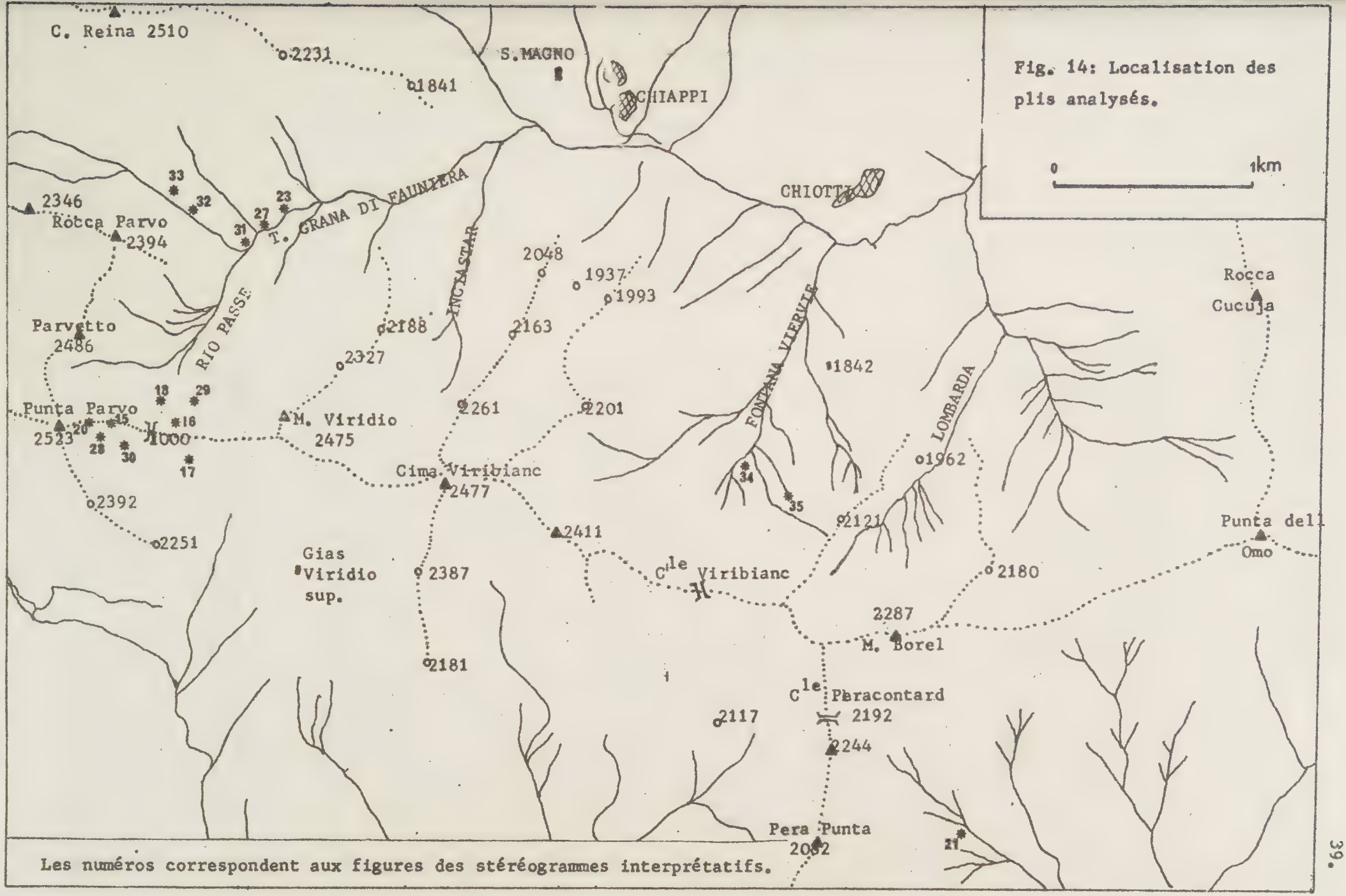


Fig. I3: Dispersion de la linéation ancienne L_2 dans une antiforme P_3 déversée vers le N-E et de type semblable.



Les numéros correspondent aux figures des stéréogrammes interprétatifs.

Cette direction (ligne) de glissement reste très constante régionalement alors que les axes des plis associés sont plus ou moins notablement dispersés dans le plan de glissement (Caron et al 1973, Caron 1974). La linéation ancienne, sur les flancs des plis ainsi formés, tend à se rapprocher de la direction des glissements d'autant plus que ceux-ci, et le métamorphisme contemporain, auront été intenses. Il devient hasardeux de restituer la direction initiale de la linéation ancienne.

2.2.1.2. Les plis P3

Dans la majorité des cas on a affaire à des plis asymétriques déversés au NE. Cependant quelques plis P3, déversés au SW, ont été observés (cf fig 17 & 18), qui peuvent être interprétés comme conjugués des plis P3 à déversement NE. L'enchaînement des flancs longs et courts mineurs, ainsi que les rapports S3/S2-0 peuvent permettre de restituer les plis P3 majeurs (fig 12).

- 1er exemple : Pli 3 concentrique de flanc inverse Est. La figure 15 montre un pli 3 affectant des schistes permiens gris sur la crête séparant la Punta-Parvo et le Monte Viridio (fig. 14). Le pli est de type concentrique, avec une asymétrie de flanc inverse. L'axe est ici sub-méridien et le déversement vers l'est, ce qui est une particularité de la crête entre la Punta Parvo et le Monte Viridio, puisqu'ailleurs les axes sont plutôt NW et le déversement vers le NE (cf discussion au par. 2.2.3.).

  La linéation ancienne L2 est reprise sur un petit cercle d'ouverture 25 ° environ et les axes 3 sont peu dispersés (faibles glissements dans leur plan axial).

- 2ème exemple : Pli 3 de type similaire de flanc inverse E.
  Dans le même secteur (localisation fig 14) on peut observer des plis 3 de type semblable avec déversement vers l'est. Sur stéréogramme (fig. 16) la linéation ancienne reprise sur un grand cercle détermine un plan de reprise dont l'intersection avec le plan axial du pli 3 nous indique une direction (ligne) de glissement vers l'ENE.

- 3ème exemple : Pli 3 concentrique de flanc normal E. Toujours dans le même secteur (fig. 14) il est possible d'observer quelques plis 3 dont le plan axial présente un pendage opposé aux précédents (fig. 18).

  On pourrait envisager un basculement tardif de plis 3 à déversement originel vers l'E, mais aucun indice de terrain ne vient à l'appui de cette hypothèse. Il paraît vraisemblable, au contraire, que les déversements opposés de ces affleurements proches les uns des autres mais malheureusement discontinus, sont congénères :

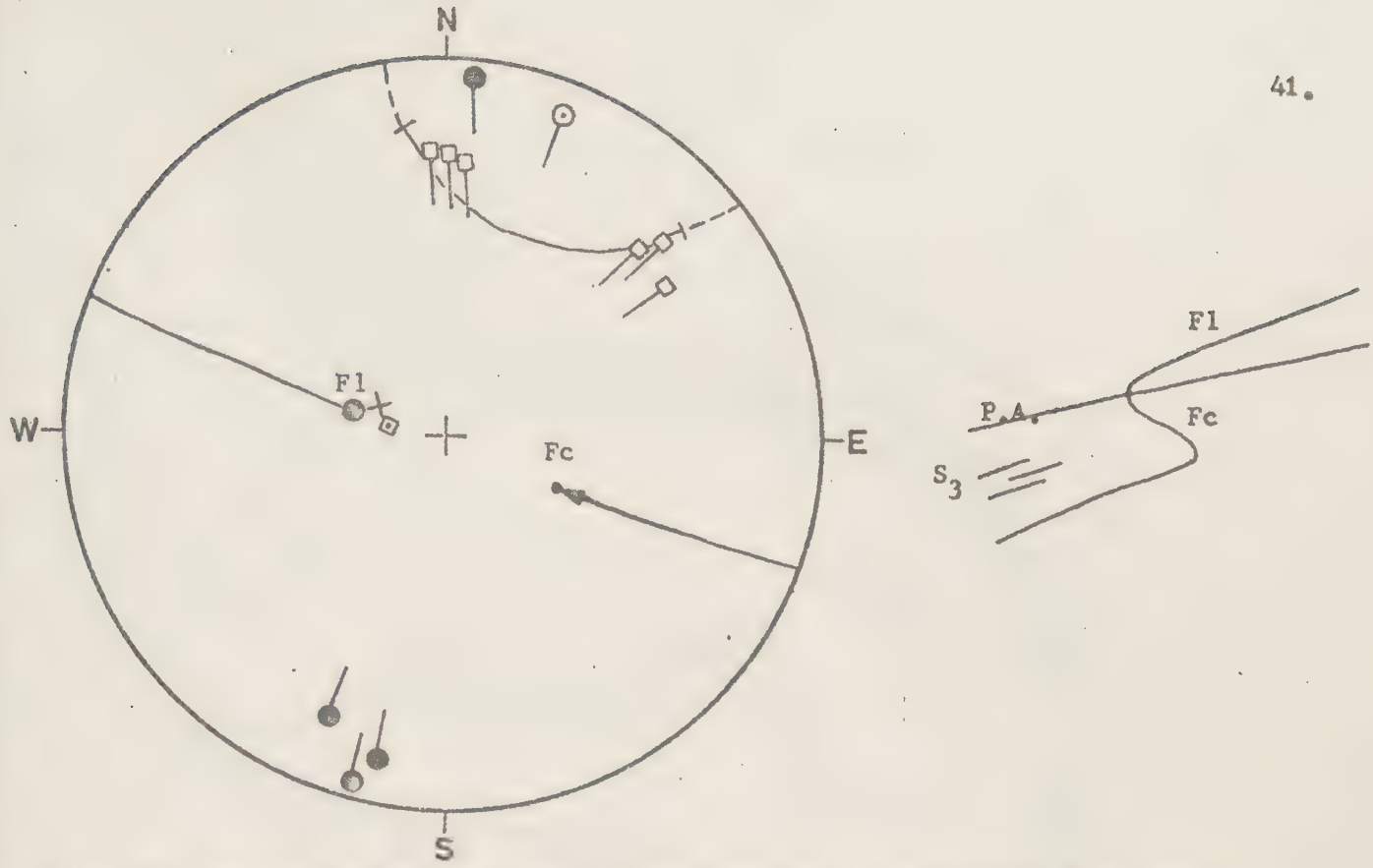


Fig. 15 - Reprise d'une linéation d'intersection L_2 par un pli 3 de type concentrique dans des schistes permiens au col entre la Punta Parvo et le Viridio.
La linéation ancienne L_2 conserve un angle de 25° avec l'axe construit du pli 3.

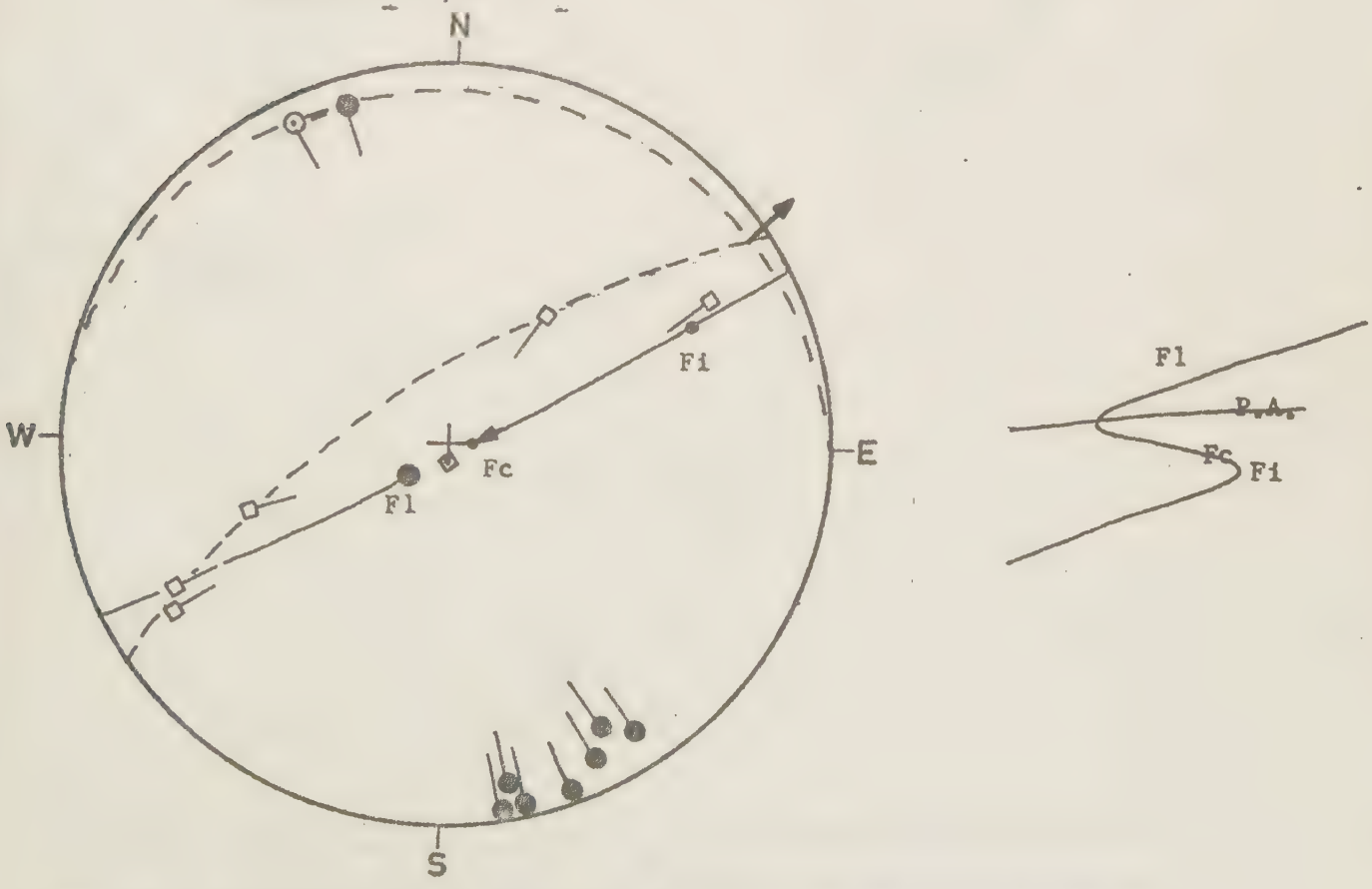


Fig. 16 : Dispersion d'une linéation 2 par un pli 3 de type semblable dans les schistes permiens de la crête Punta Parvo Viridio.

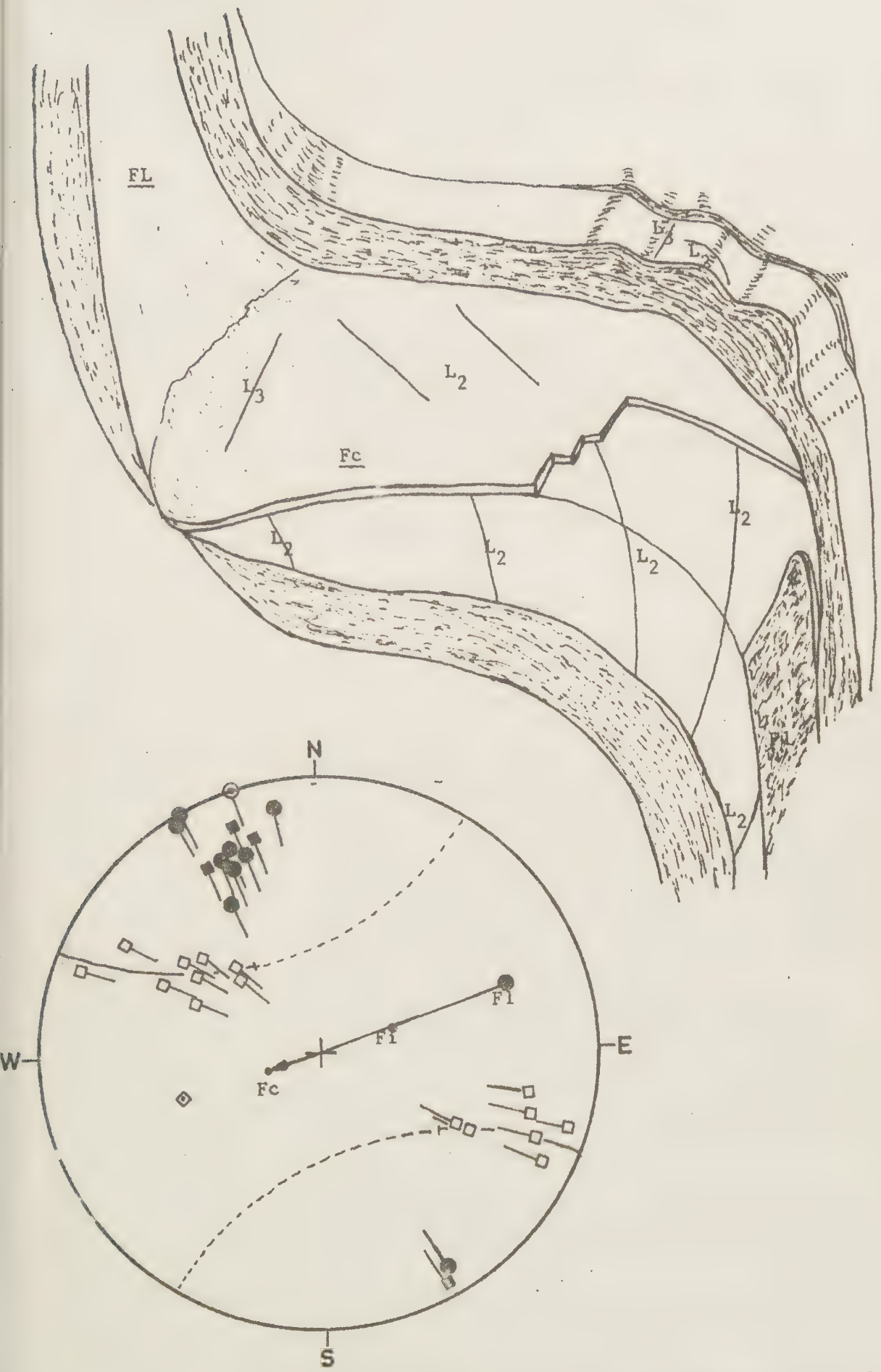


Fig. 17 : Reprise de la linéation L_2 sur un petit cercle par des plis 3 de type concentrique dans les schistes permiens du versant Ouest du Viridio.

il s'agirait de plis (avec ou sans cisaillement) conjugués de phase 3 (fig. 19).

2.2.2. Exemples de structures tardives 4

a) Un exemple de voussure

La structure étudiée se trouve à l'est de la Punta Parvo sur la crête allant au Viridio (fig. 14). Cet affleurement montre dans une prasinite rubanée des plis concentriques très ouverts reprenant quelques plis à charnière plus aigüe et deux linéations d'origine différente :

. une linéation minérale correspondant à des alignements d'amphiboles,

. une linéation de microfronce accompagnant habituellement les plis de la phase 3.

Sur stéréogramme (fig. 20) la dispersion de ces deux linéations distinctes, répertoriées en L2 minérale et l3 de microfronce s'effectue suivant deux aires différentes. Elles correspondent à la dispersion des linéations L2 et L3 par des plis 4 de type concentrique, qui sont des plis très ouverts visibles à l'affleurement. Avant la reprise par les plis 4, les linéations L2 et L3 se répartissaient sur deux grands cercles : l'un représentant le plan de glissement ou plan axial où se dispersent les linéations L3 et l'autre étant le plan de reprise de la linéation L2 par les plis 3. Ainsi, donc, dans la zone d'intersection de ces deux croissants où se répartissent les linéations L2 et L3 reprises, se trouve la ligne de glissement 3 qui a ici une direction et un plongement analogue à celui du pli 3 de type similaire analysé précédemment.

b) Un exemple de chevrons à clivage fracturant

Dans les Schistes permiens situés dans le secteur de la Pera Puntua (localisation fig. 14), nous trouvons des plis en chevrons affectant la schistosité S3 et formant une schistosité de fracture S4 (fig 21). La déformation 3, responsable de la schistosité 3 qui porte une linéation d'intersection L3, crénule une schistosité antérieure S2.

Sur stéréogramme (fig. 21) nous voyons que les plis 4 en chevrons à déversement vers le SW reprennent les éléments linéaires 3 sur un petit cercle avec une différence angulaire de 20°.

2.2.3. : Un exemple de superposition des déformations 1 à 4

L'analyse des éléments tectoniques est effectués sur un affleurement de schistes permiens gris situés à l'intersection de la Route Militaire avec le Grana di Fauniera (fig. 14). Nous y trouvons

./.

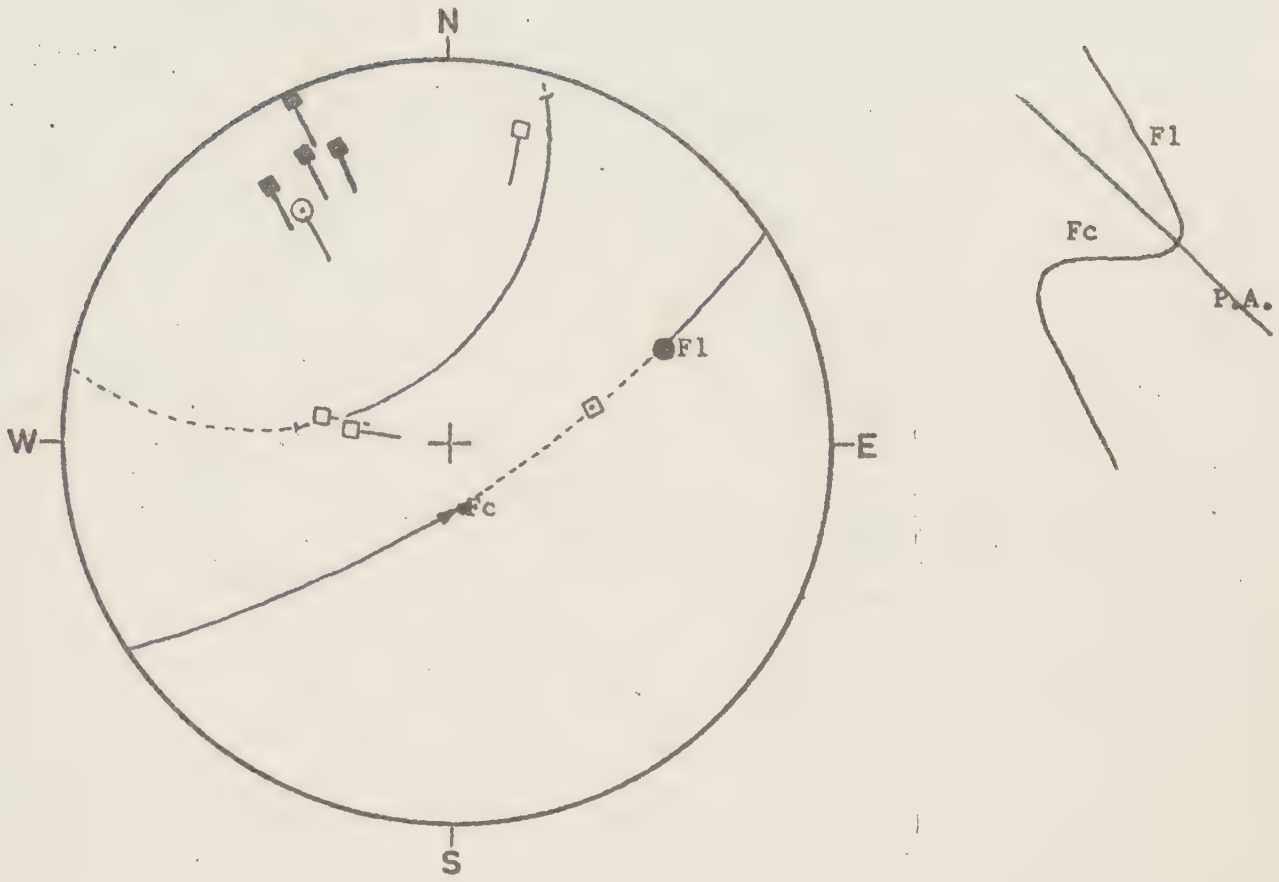


Fig. 18 : Reprise d'une linéation L_2 par des plis serrés 3 dans des schistes permiens au col Punta Parvo Veridio.
Les plis 3 dispersent la foliation S_2 sur un grand cercle et la linéation L_2 sur une portion de petit cercle. Les plis 3 présentent une géométrie de pli de flanc inverse N E.

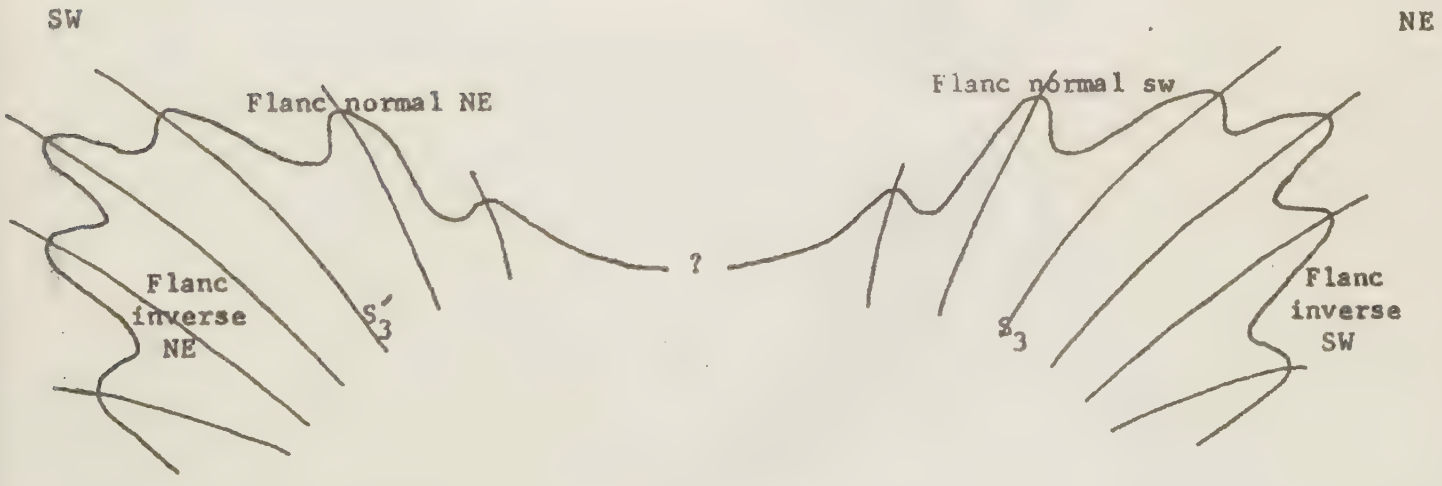


Fig. 19 : Schéma de plis conjugués 3

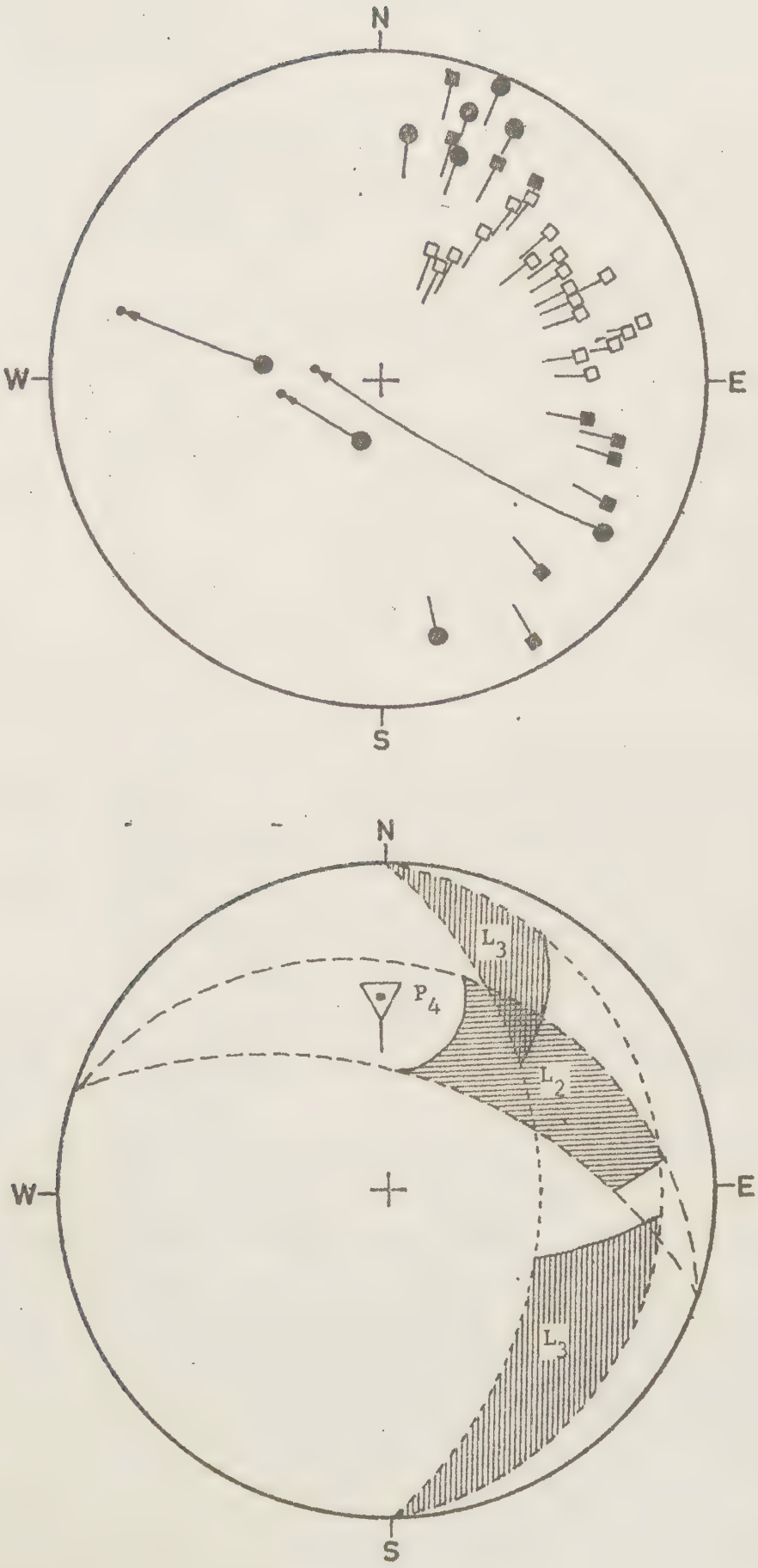


Fig. 20 : Reprise d'un pli 3 de type semblable par un pli 4 de type concentrique

une synforme déversée vers le NE et développant parallèlement à son plan axial une schistosité S3 sécante à la schistosité S2 dans la charnière, mais parallèle et confondue avec S2 dans les flancs du pli (fig. 22).

Dans les flancs de la synforme 3 sont présents des plis 2 déformés par la phase 3 qui reprend les éléments 2 soit par torsion lorsqu'il y a obliquité de la schistosité S3 avec la S2, soit par glissement lorsqu'il y a parallèlisation de S2 et S3.

L'observation et l'analyse de deux de ces plis (fig. 23 et 24) fait apparaître une reprise par un pli 3 de type concentrique et une dispersion des éléments linéaires L2 sur un petit cercle.

Dans le cas du troisième pli (fig. 24, à droite), nous avons parallèlisation de la schistosité S2 et de la S3 : la déformation 3 accentue les microcisaillements de la phase 2 et provoque une dispersion par glissement des éléments 2 contenus dans les structures planaires S 2 + 3 que des plis 4 en chevrons déforment (fig. 27).

L'étude des lames minces de ces plis nous montre la reprise d'une schistosité S1 antérieure au plissement 2. Cette foliation métamorphique S1 est formée par l'orientation planaire de cristaux de séricite et de chlorite, essentiellement. Elle est parallèle au litage pétrographique S0 quand celui-ci est observable. Parallèlement au plan axial des plis 2 se développe une schistosité S2 crénulant la foliation métamorphique S1 ou S(1 + 0) (fig. 25). Les structures planaires 1 et 2 sont ensuite déformées par la phase 3 qui développe elle-même une schistosité. Cette schistosité S3 peut crénuler la schistosité S1 ou S2 ou accentuer le cisaillement de la schistosité S2 lorsqu'il y a parallèlisation de S2 et S3. Cette schistosité S (2 + 3) isole ainsi des microlithons où la foliation métamorphique S1 est microplissée (fig. 26).

Une dernière déformation reprend par endroit les éléments des phases précédentes en formant des kinkbands et en développant une schistosité S4 de fracture (fig. 24).

2.2.4. Analyse tectonique sectorielle

2.2.4.1. Secteur de la Punta Parvo

La particularité de ce secteur (fig. 14) vient dans l'orientation N-S à NNW-SSE des axes de plis des phases 3 et 4 alors que dans le reste de la zone étudiée on a affaire à des axes plutôt NW - SE (P3).

./.

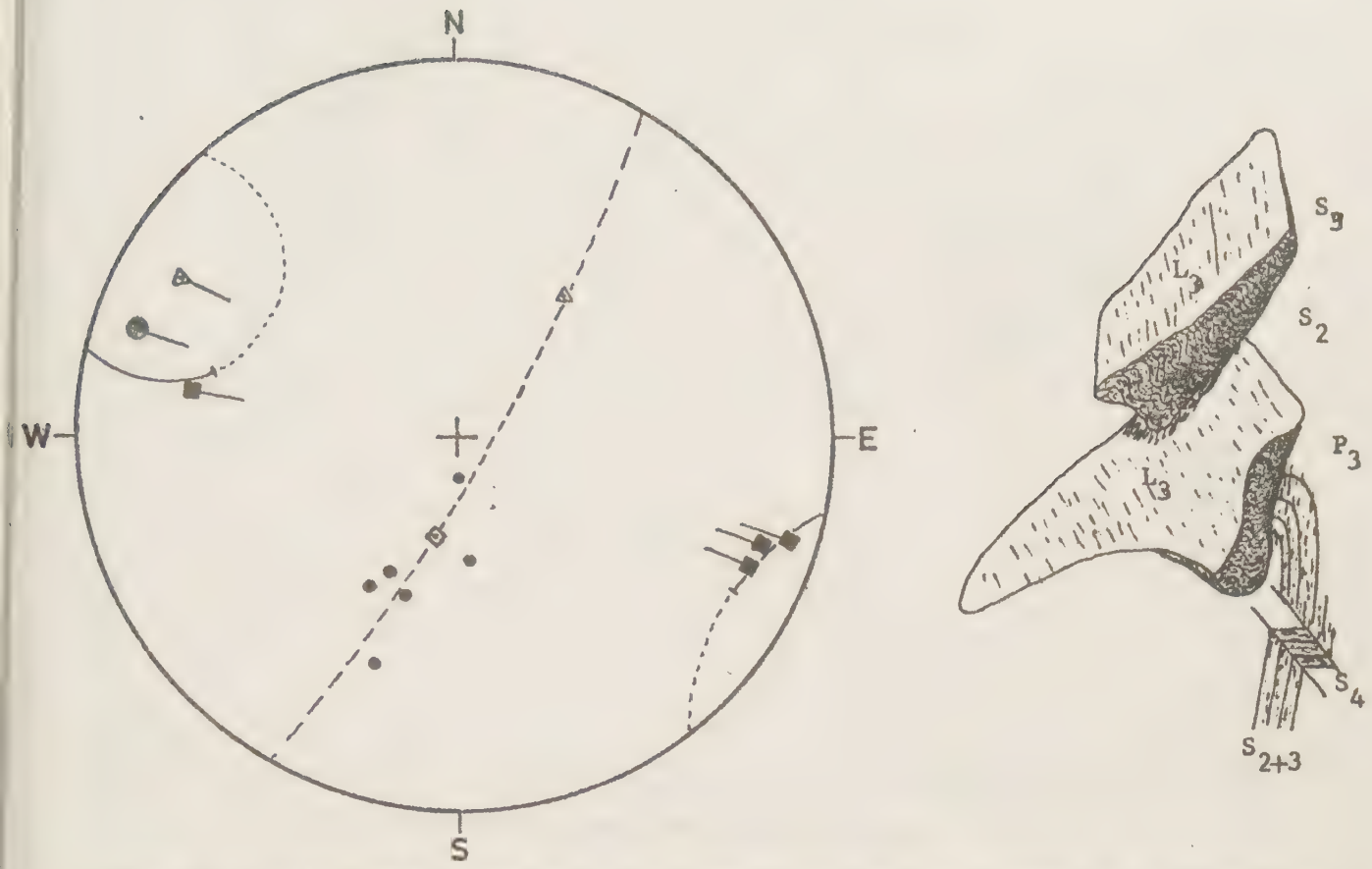


Fig. 21 : Relations entre les structures planaires des phases de déformation 2, 3 et 4 dans les schistes permiens du Gias Contard.
La schistosité S 1 est reprise par la phase 3 qui développe une schistosité S_3 de crénulation elle-même déformée par des kink-bands tardifs 4

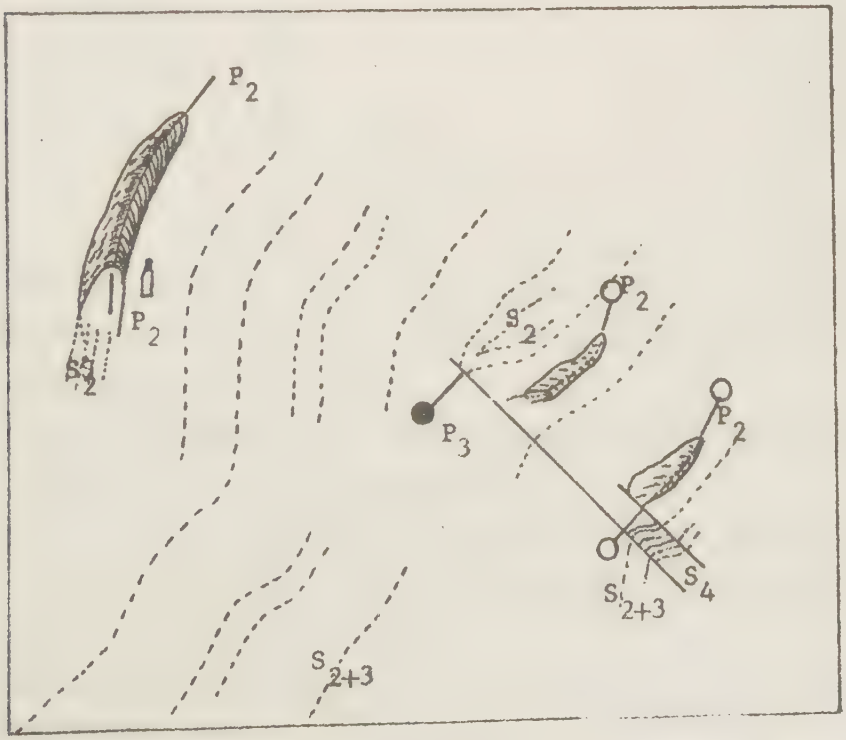
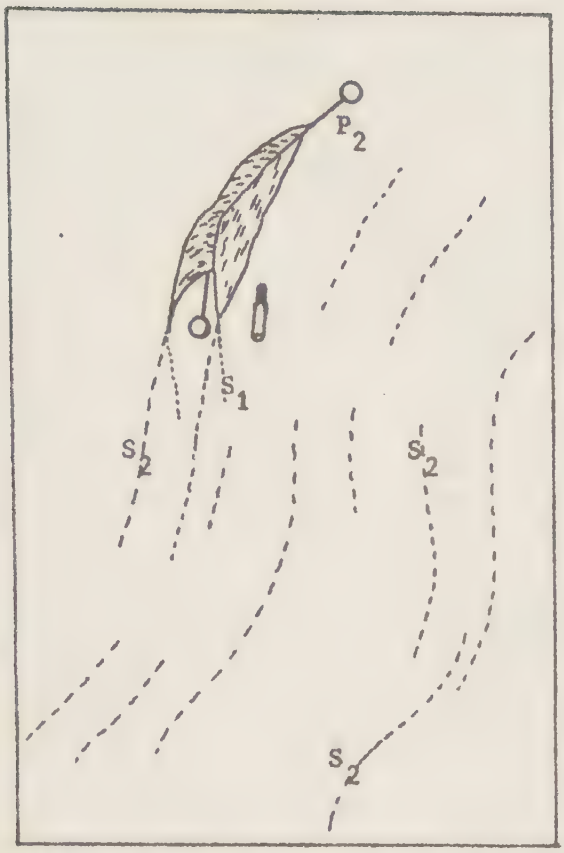


Fig. 22 : Schéma d'un affleurement présentant la reprise de trois plis 2 par une synforme 3 (dans des schistes permiens sur la route militaire de S.Magnd).



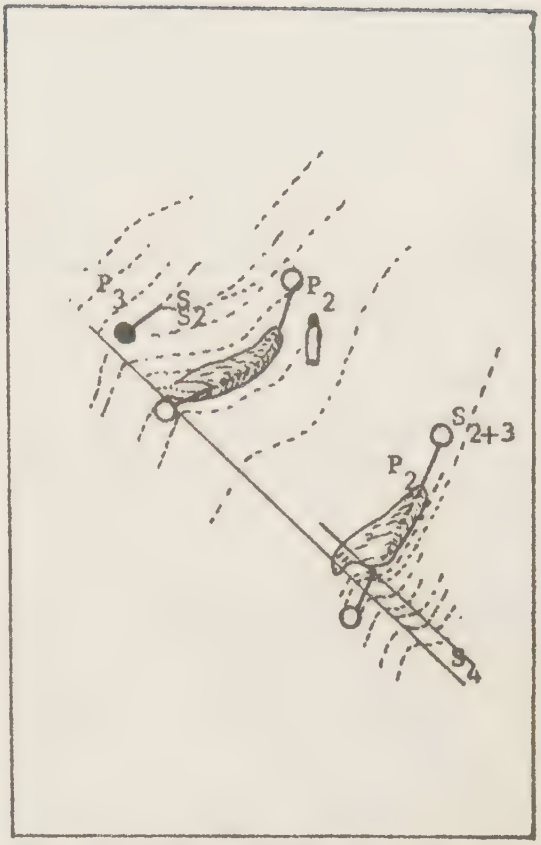
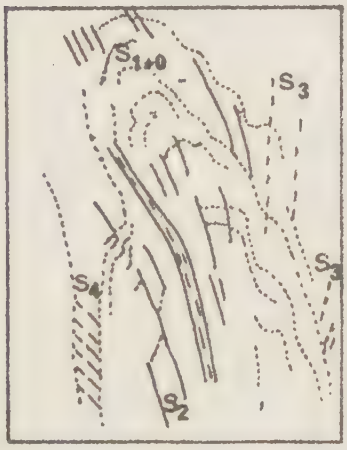


Fig. 23 et 24 : Détails de la figure précédente présentant la reprise des plis 2 par des déformations postérieures.



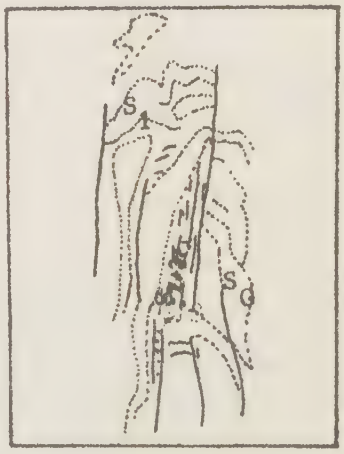


Fig. 25 : Coupe de pli 2 où l'on voit le plissement de la schistosité S 1 parallèle au litage S_0 et la formation d'une schistosité de crénulation S_2 de plan axial.
Cette schistosité S_1 est ensuite reprise par des plis 3 crénulants qui développent une schistosité S_3.
Enfin une crénulation postérieure de S_1 forme une schistosité S_4.
La schistosité S_2 est elle-même légèrement déformée par les phases postérieures (surtout 3).

Fig. 26 : Coupe de pli 2 repris par des glissements 3 parallèlement à son plan axial.
La schistosité S_{2+3} fortement développée isole des amandes ou microlithons où la schistosité S_1 parallèle au litage S_0 est encore est encore visible.

D'autre part, les mécanismes de plissement de la phase 3 sont également répartis entre la flexion et le glissement, alors qu'ailleurs domine la flexion. La direction de glissement observable reste de secteur E ou ENE, avec un faible plongement W (fig. 28 & 16).

On remarque aussi l'importance des reprises tardives 4, sous la forme de plis ouverts, mais dont l'axe et le plan axial ont des positions voisines de celles des plis 3 (fig. 30).

On notera enfin que les petits plis de phase 3 observés sont surtout des plis de type flanc inverse. Ceci expliquerait l'importance relative des phénomènes de glissement qui, d'après Tricart (1973) sont prépondérants dans les flancs inverses des structures plissées majeures.

La position sub-méridienne des axes 3 semble pouvoir être attribuée à une déformation d'ensemble de phase 4 (décrochement avec courbure régionale dextre). La fréquence des replis 4 s'accorde avec cette hypothèse, ainsi que la cartographie.

2.2.4.2. Secteur du Rio Passe

Les observations et mesures ont été effectuées le long de la route militaire entre le Rio Passe et les Grangies Borgies (fig. 14).

Trois types de plis sont très bien visibles dans cette zone :

Des plis isoclinaux à charnière aigüe et de type semblable à concentrique aplati (fig 23 & 24) attribuables à la phase de déformation pénétrative 2. Ces plis 2 sont repris par des plis asymétriques concentriques associés à la déformation pénétrative de la phase 3 (fig. 32). Ces structures 2 et 3 sont à nouveau elles-mêmes déformées par des plis concentriques très ouverts ou des kinkbands (fig. 31-33) que nous rapporterons à la phase de déformation 4.

Les plis 2 sont repris surtout par des mécanismes de plissement par flexion et glissement couche à couche.

Une seule observation de plis asymétriques à charnière aigüe et de type semblable nous donne une direction de glissement ESE - WNW. Nous remarquerons encore que ce pli 3, formé par glissement, est un petit pli de type flanc inverse d'une structure majeure P3, alors que les plis 3 concentriques sont principalement de type flanc normal (fig. 12).

./.

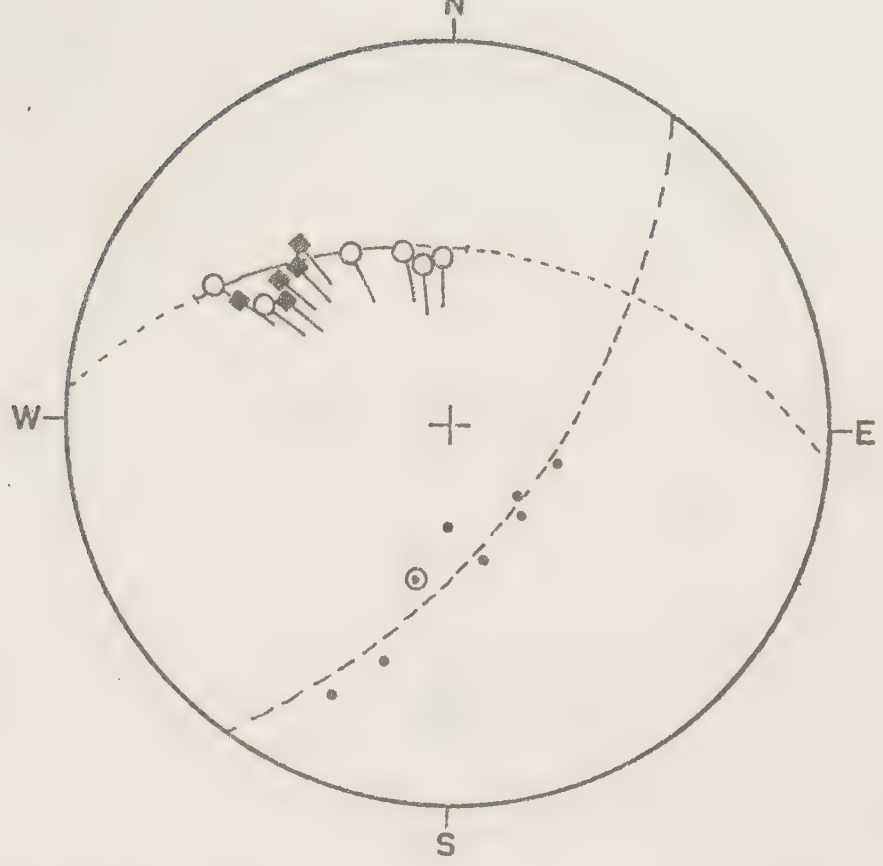


Fig. 27 : Stéréogramme réalisé sur le pli 2 de la fig. 26 observé dans des schistes permiens le long de la route militaire de S. Magno. L'axe du pli 2 se disperse par glissement suivant un grand cercle qui porte la linéation L_3 et représente la schistosité S_3.

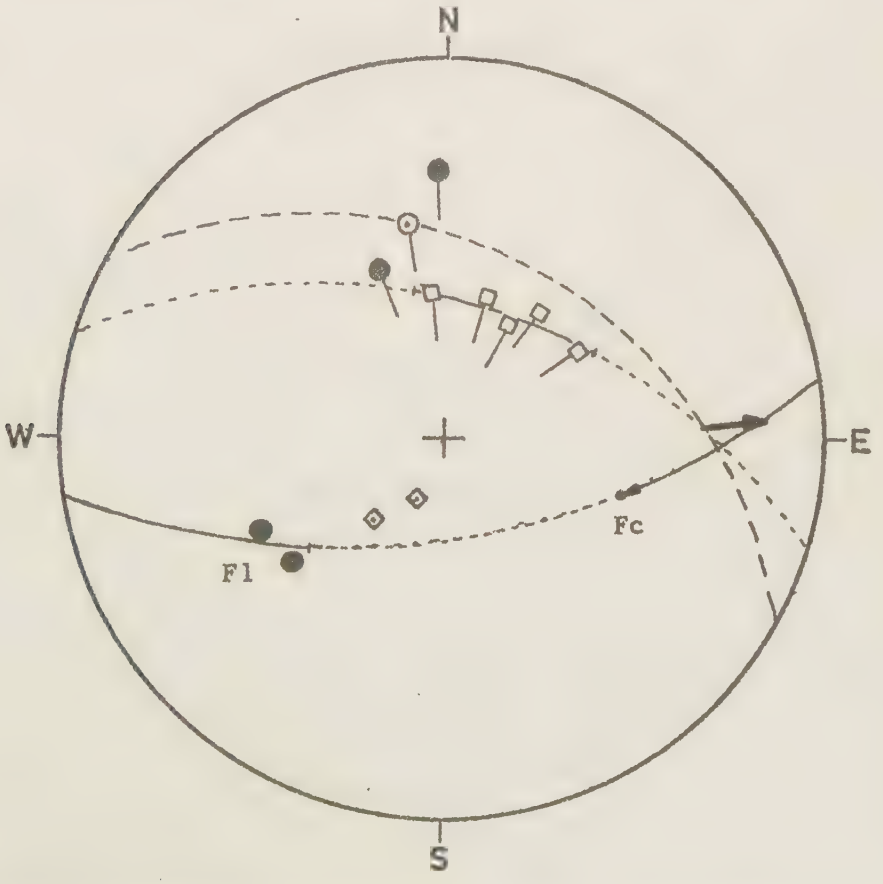


Fig. 28 : Reprise par glissement d'une linéation L_2 d'intersection dans des plis 3 sub similaires dans des prasinites rubanées du col Viridio Punta Parvo.

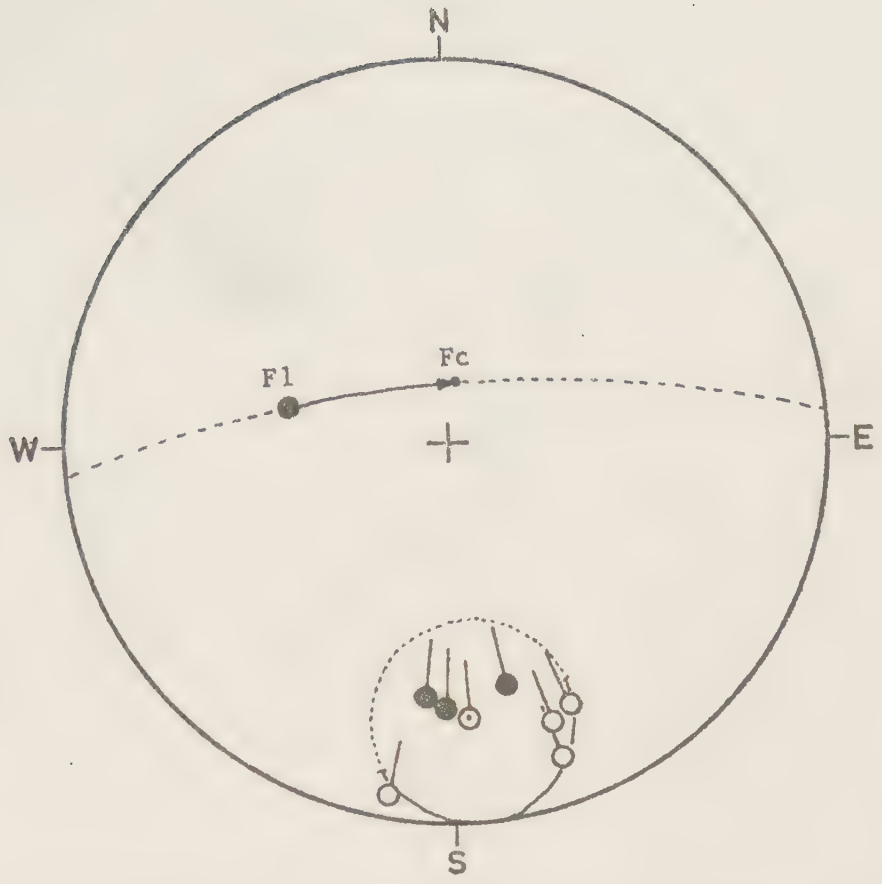


Fig. 29 : Reprise d'une linéation L_2 par un pli 3 de type concentrique dans des schistes permiens au N W du M^{te} Viridio.
L'écart angulaire entre L_2 et P_3 est de 20°.

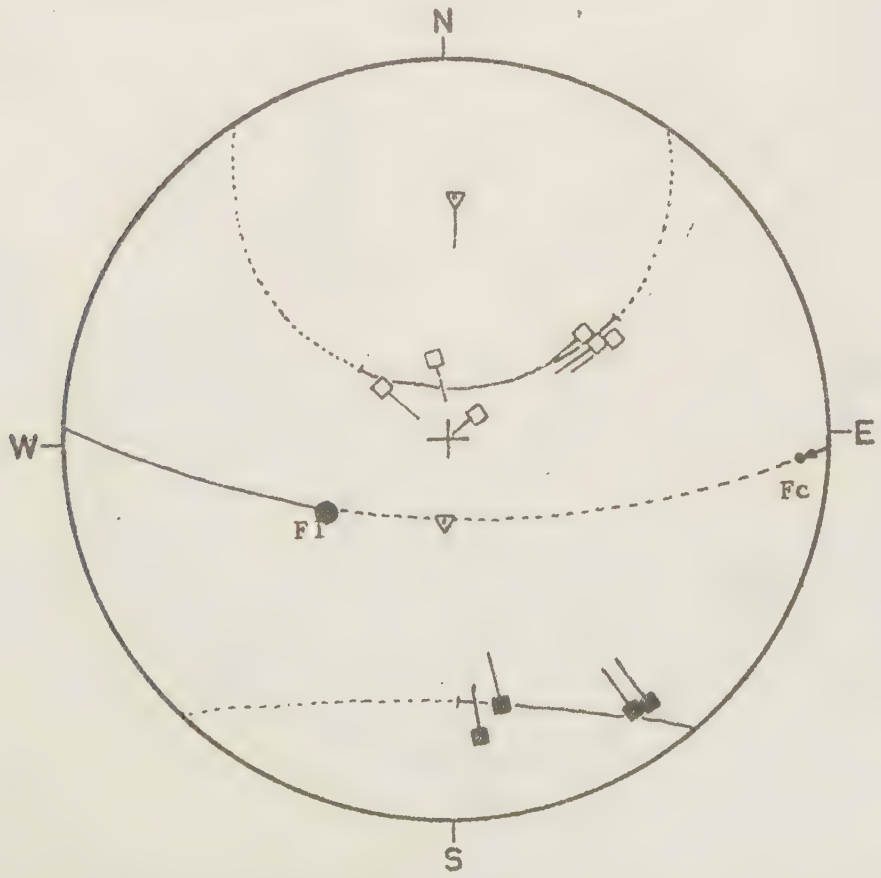


Fig. 30 : Reprise d'une linéation L_2 et d'une linéation L_3 par des plis 4 concentriques dans les prasinites du versant E de la Punta Parvo.

Fig. 31 : Plis dissymétriques 3 et kink bands 4 dans des schistes permiens le long de la route militaire de S. Magno et du torrent Grana. Les 2 phases sont coaxiales.

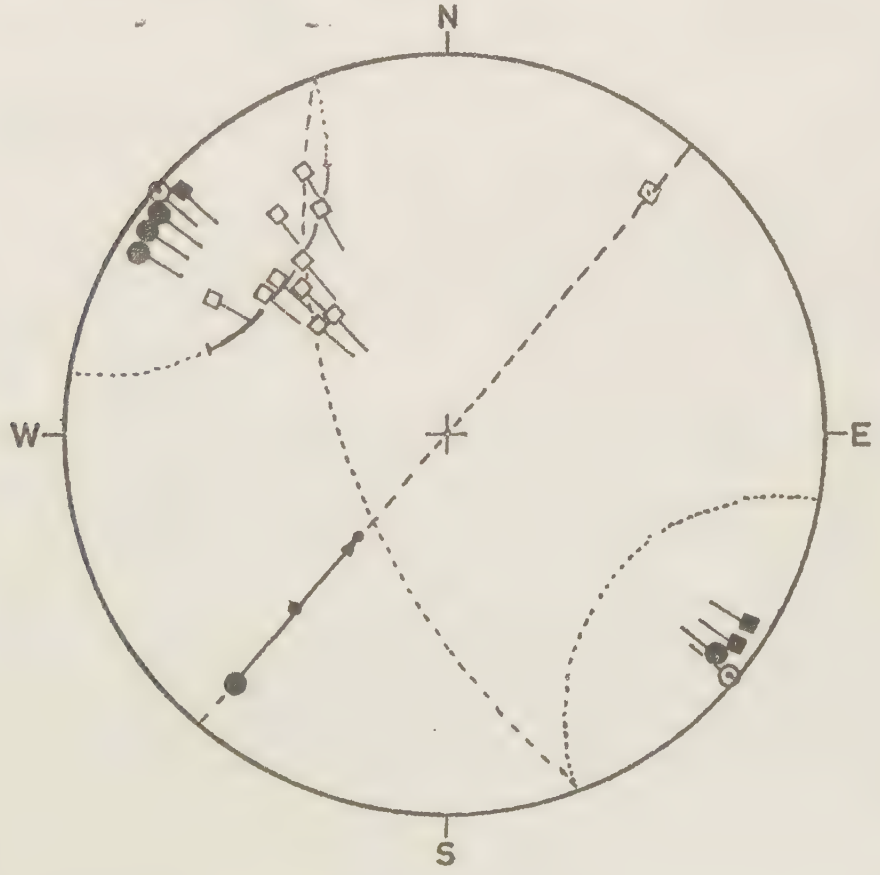


Fig. 32 : Reprise d'une linéation L_2 par des plis 3 de type concentrique à semblable (dispersion de la linéation L_2 en partie sur un petit cercle et en partie sur un grand cercle). La différence angulaire entre les directions axiales est de 20° environ.

La direction axiale de reprise de la phase 3 est orientée au NW - SE avec un pendage faible variant de 0-30° vers le SE. La position anté 4 des couches (dus aux Plis 3 et 2) est probablement responsable de la dispersion des axes de la phase 4 (fig. 31 et 33).

2.2.4.3. Secteur de la Fontana Viervie

Nous étudierons dans ce paragraphe les structures plissées d'une falaise de schistes permiens : elles sont le résultat des trois phases de déformation 2, 3 et 4, mais la phase 2 est très peu marquée, si ce n'est par sa linéation.

L'ensemble des plis 3 étudiés dans ce secteur sont des plis asymétriques de type flanc normal.

Nous remarquons également une juxtaposition des éléments linéaires des trois phases de déformation 2, 3 et 4 (fig. 35).

Les plans axiaux des plis concentriques ouverts P4 ont un pendage de 40 à 50 ° vers le NE (fig. 34). La direction axiale des plis 2 a une orientation NW-SE alors que celle des petits plis 3 varie entre NW-SE et WNW-SSE.

2.2.5. Conclusion

Dans le secteur étudié, deux générations de plis plus ou moins serrés (P2 & P3) déforment une foliation métamorphique (S1). Ces structures sont déformées par des plis ouverts et kink-bands tardifs. L'observation des structures, aussi bien que l'analyse géométrique des directions incite à découper l'histoire tectonique de la région en quatre phases principales :

- La phase 1 correspond à la formation de la foliation métamorphique S1 définie par l'orientation planaire de micas blancs, chlorite, lawsonite et chloritoïde (voir chap. IV - Minéralogie). Celle-ci serait contemporaine de la mise en place de l'édifice des nappes de charriage (cf Lefèvre et Michard, 1976).

- la phase 2, indiquée par des plis isoclinaux, est un plissement serré de direction initiale probable NNW-SSE. La schistosité S2 crénulante transpose la foliation métamorphique S1 et détermine le débit général des roches de la zone étudiée. D'après R. Lefèvre et A. Michard, cette phase correspond à un épisode de serrage affectant la pile des nappes.

./.

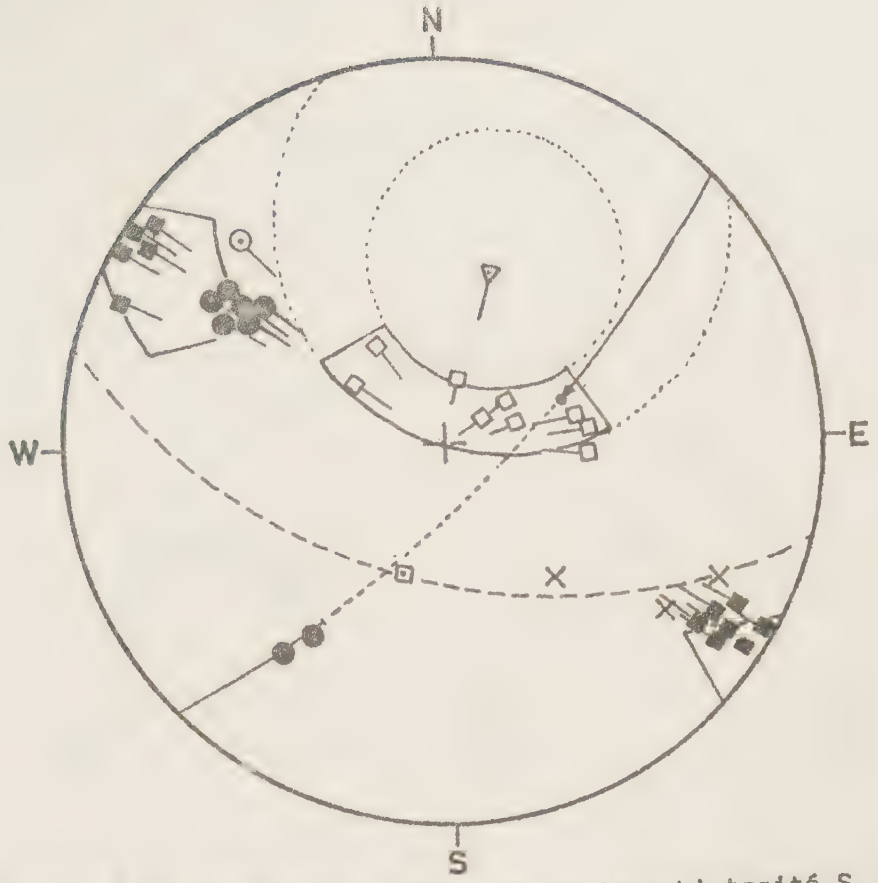


Fig. 33 : Reprise des linéations L_2 et L_3 et de la schistosité S_3 par des plis concentriques le long de la route militaire de S. Magno. La dispersion des linéations suivant deux aires distinctes pourrait provenir d'une dispersion antérieure due à la formation des plis 3 (de type semblable ?).

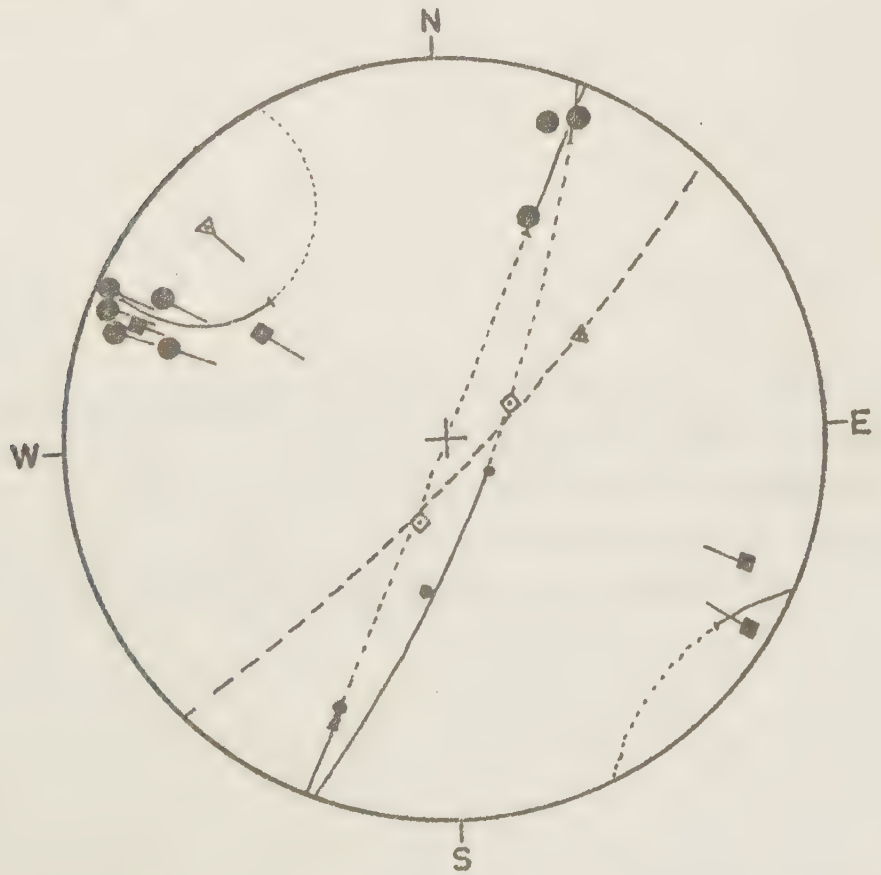


Fig. 34 : Reprise de la linéation L_3 par des plis P_4 de type concentrique. Les plis P_4 dispersent la linéation 3 sur une portion de petit cercle. L'obliquité entre les directions de ces deux phases est de 10 à 15°.

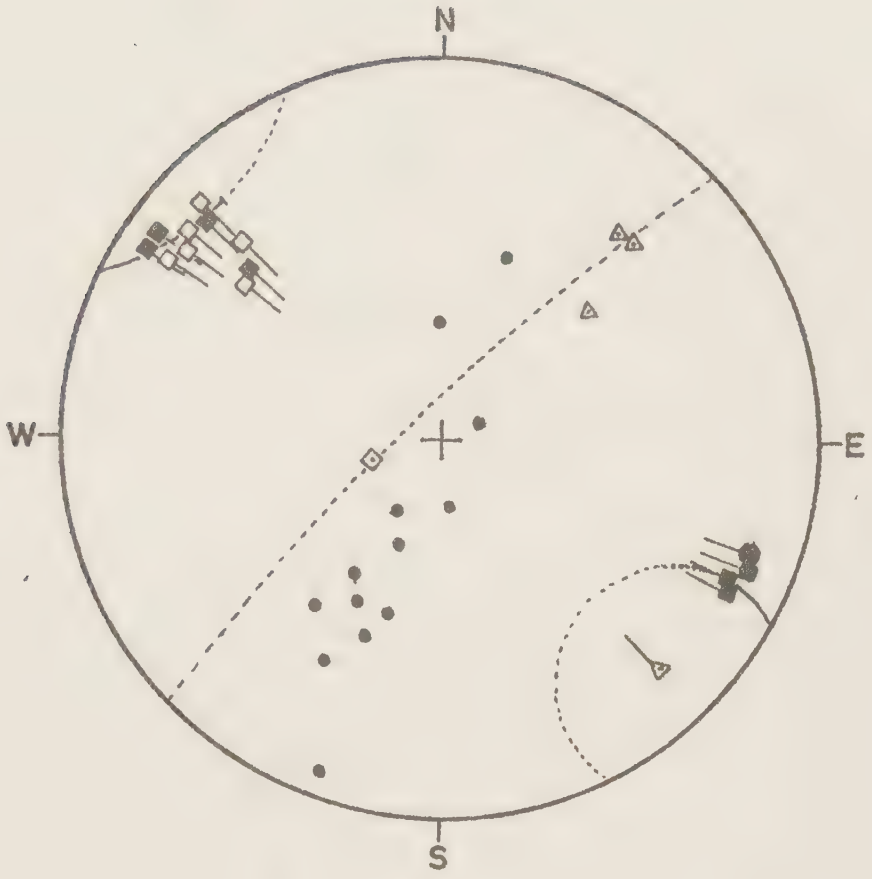


Fig. 35 : Reprise des éléments des phases 2 et 3 par des ondulations 4. L'étalement des pôles des plans de foliation est dû à des ondulations 4 à plan axial subvertical. Les ondulations 4 de type concentrique dispersent la linéation L_3 sur une portion de petit cercle. L'obliquité entre les directions de ces phases est d'environ 15°.

- La phase 3 est un plissement moins homogène que le précèdent. La direction axiale des plis 3 varie de N-S à NW - SE. Les petits plis 3 déversés vers le NE sont affectés par des phénomènes de glissement dans les flancs inverses des structures majeures 3 alors que les petits plis 3 de flanc normal sont essentiellement formés par flexion et glissement couche à couche. La direction des glissements déterminée dans les flancs inverses cisaillés est de secteur E ou ENE, avec un plongement faible ou moyen à l'ouest. Cette phase semble bien contemporaine des phénomènes de rétro-charriage (Caron et al, 1973 ; Lefèvre et Michard, 1976).

- La phase 4, d'orientation variable et à plan axial à pendage SW, se traduit par la formation de plis concentriques ouverts, de kinkbands et de fractures.

Dans les petites structures que nous venons de décrire, on ne relève aucun indice de coulissement longitudinal à la "zone Permo-carbonifère axiale", mais seulement, durant les phases 2, 3 et 4, des indices d'écrasement transversal à cette zone. La coaxialité de ces phases post-charriages est remarquable (essentiellement WNW - ESE) et on peut y voir l'indice d'une évolution continue (cf Durney 1972 dans la Nappe de Morcles), au cours de laquelle la direction de $\sigma 1$ reste constante, alors que $\sigma 2$ et $\sigma 3$ s'inversent (fig. 35 bis).

./.

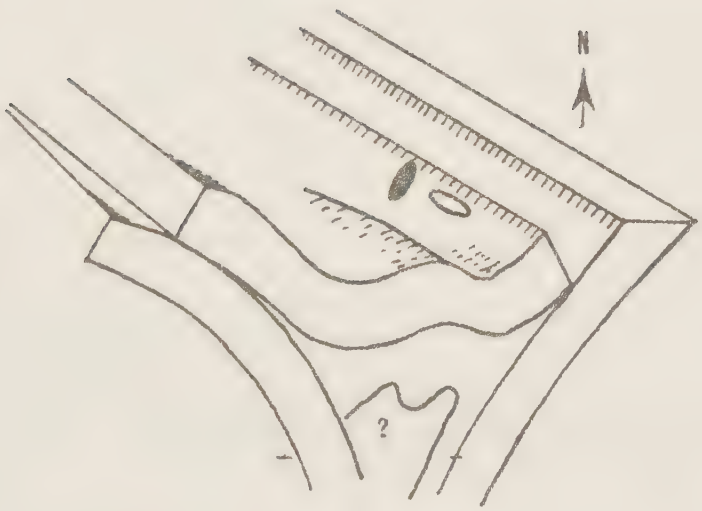
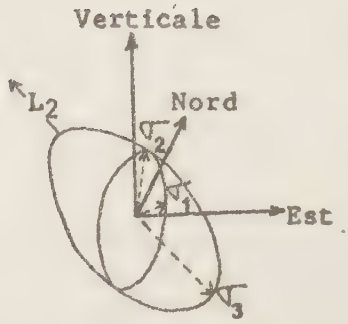
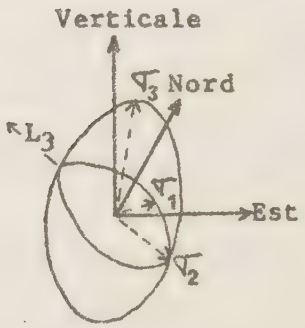


Schéma interprétatif.



Ellipsoïde des déformations finies durant la phase 2.



Ellipsoïde des déformations finies durant la phase 3.

Fig. 35 bis: L'ellipsoïde des déformations finies durant les phases 2 (en blanc) et 3 (en noir).

3. LES GRANDES STRUCTURES

Dans cette étude, nous établirons les différentes unités tectoniques en essayant de situer leur mise en place par rapport aux phases de déformations reconnues par l'analyse des petites structures et en étudiant leurs rapports les unes par rapport aux autres.

3.1. Schéma structural

La zone étudiée est sub-divisée en plusieurs unités structurales dont les extensions respectives sont données sur la figure 36. La distinction entre ces unités est basée sur leur disposition géométrique et sur des variations dans le matériel stratigraphique engagé. Ces variations stratigraphiques portent sur l'âge des niveaux représentés, les séquences présentes et non pas sur des variations latérales de faciès. Ainsi, donc, la formation des nappes de charriage constituant ces différentes unités résulterait d'un décollement subparallèle au litage stratigraphique.

Nous distinguerons quatre principaux ensembles dans la zone briançonnaise étudiée (fig. 37) :

1. Une nappe A à matériel principalement calcaro-dolomitique constituant essentiellement la bordure N-E de la zone briançonnaise externe et restée en dehors de nos investigations,

2. Une nappe B où l'on rencontre des séries d'âge Néopermien et Werfénien,

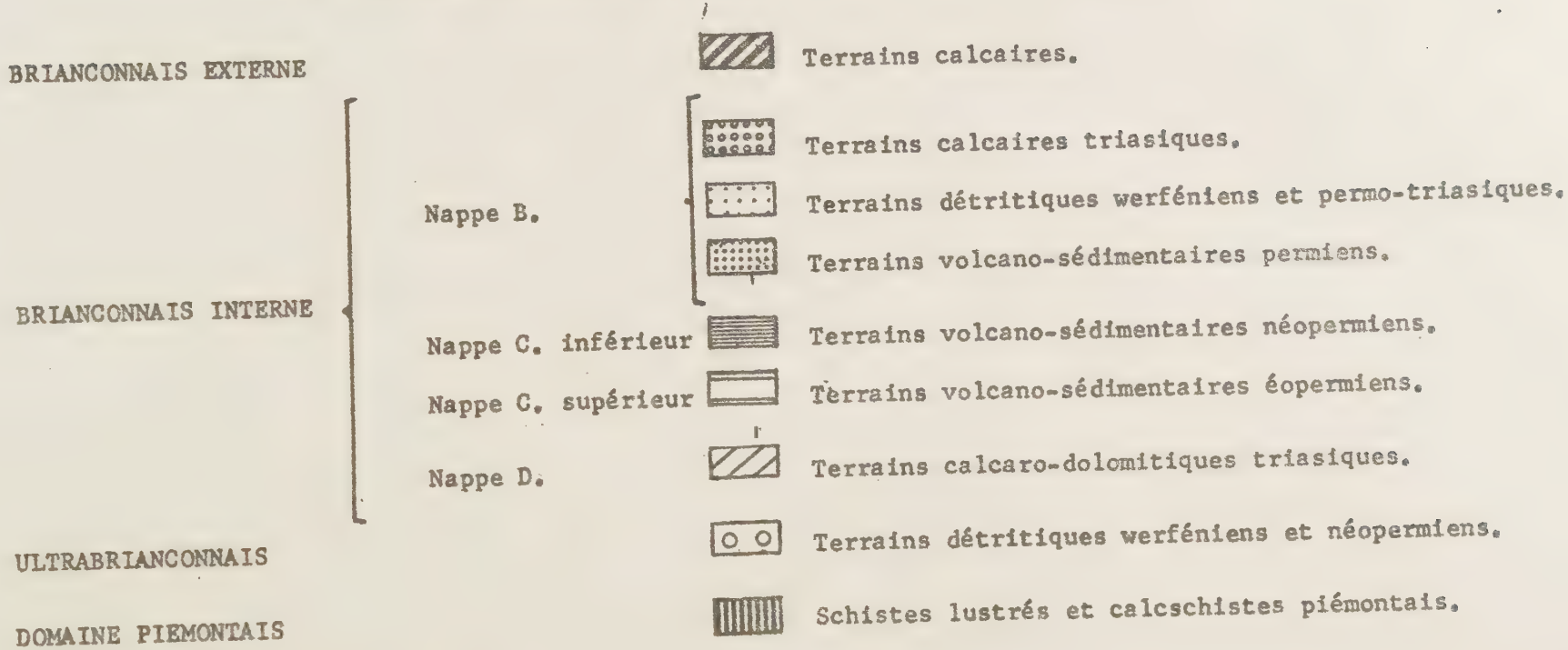
3. Une nappe C constituée de séries d'âge Permo-Carbonifère,

4. Une nappe D à matériel calcaro-dolomitique triasique et constituant l'élément le plus élevé de l'édifice.

Ces nappes de charriage, qui reposent en contacts anormaux (notés φ) les unes sur les autres ont été déformées, cisaillées (contacts notés ϕ) puis rétrodéversées vers le NE lors de la phase de rétrocharriage.

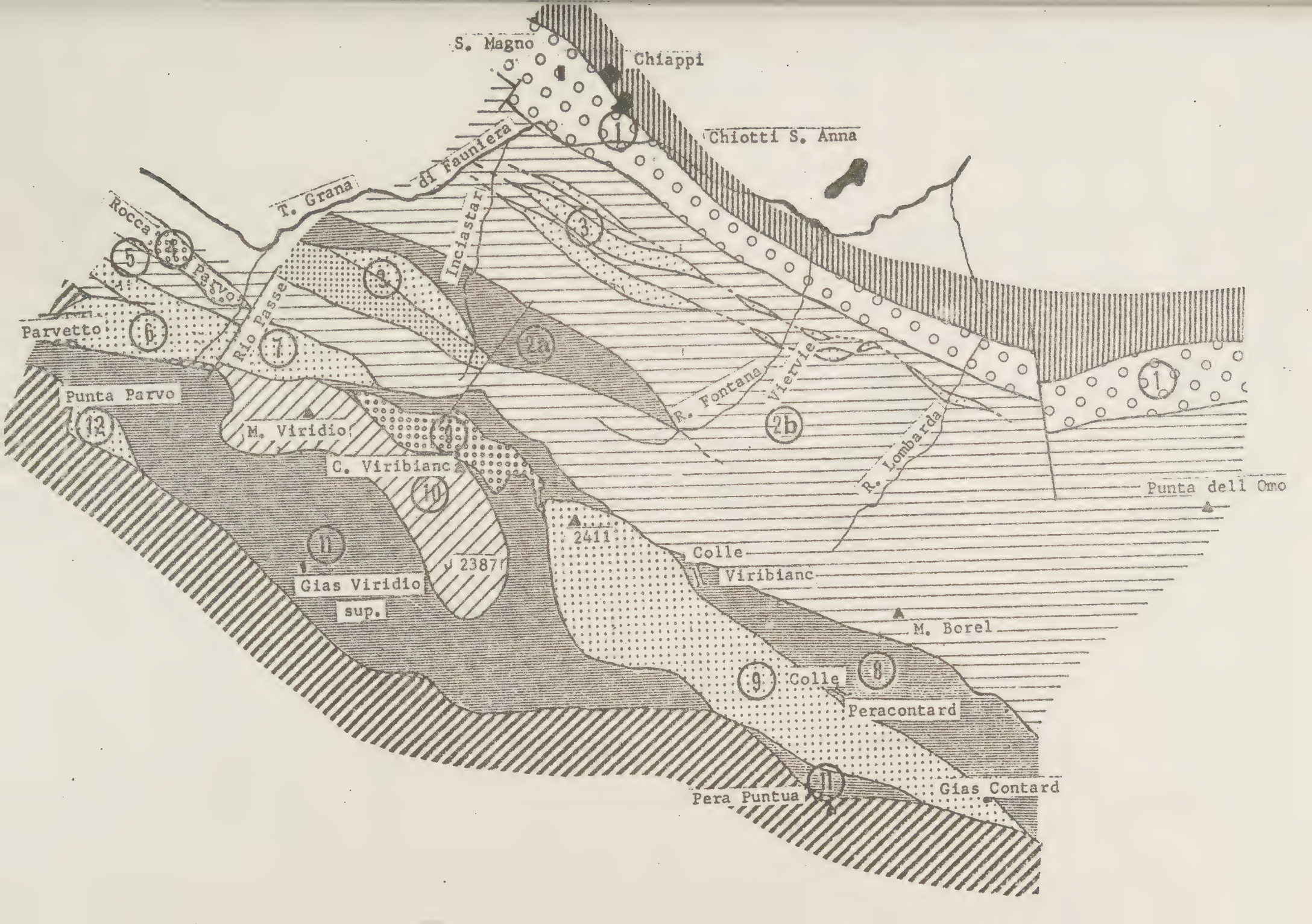
./.

Fig. 36: SCHEMA STRUCTURAL DE LA ZONE BRIANCONNAISE DU VAL GRANA.



Différentes unités:

1. Unité de S. Magno
2. Unité du Monte Borel (a=inf.,b=sup.)
3. Unités monoclinales werféniennes
4. Unité de la Rocca Parvo
5. Unité du col Rocca Parvo- Parvetto
6. Unité du Parvetto
7. Unité du versant N. du Viridio
8. Unité du Péracontard
9. Unité du sommet 2411.
10. Unité du Viridio-Viribianc
11. Unité des Gias
12. Unité de la Punta Parvo


S. Magno
Chiappi
Chiotti S. Anna
T. Grana
di Faunlera
Inciastar
Rocca
Parvo
Rio Passe
Parvetto
Punta Parvo
M. Viridio
C. Viribianc
Gias Viridio
sup.
2411
2387
Colle
Viribianc
M. Borel
Colle
Peracontard
Pera Puntua
Gias Contard
R. Fontana
Vierviel
R. Lombarda
Punta dell Omo
1
2a
2b
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

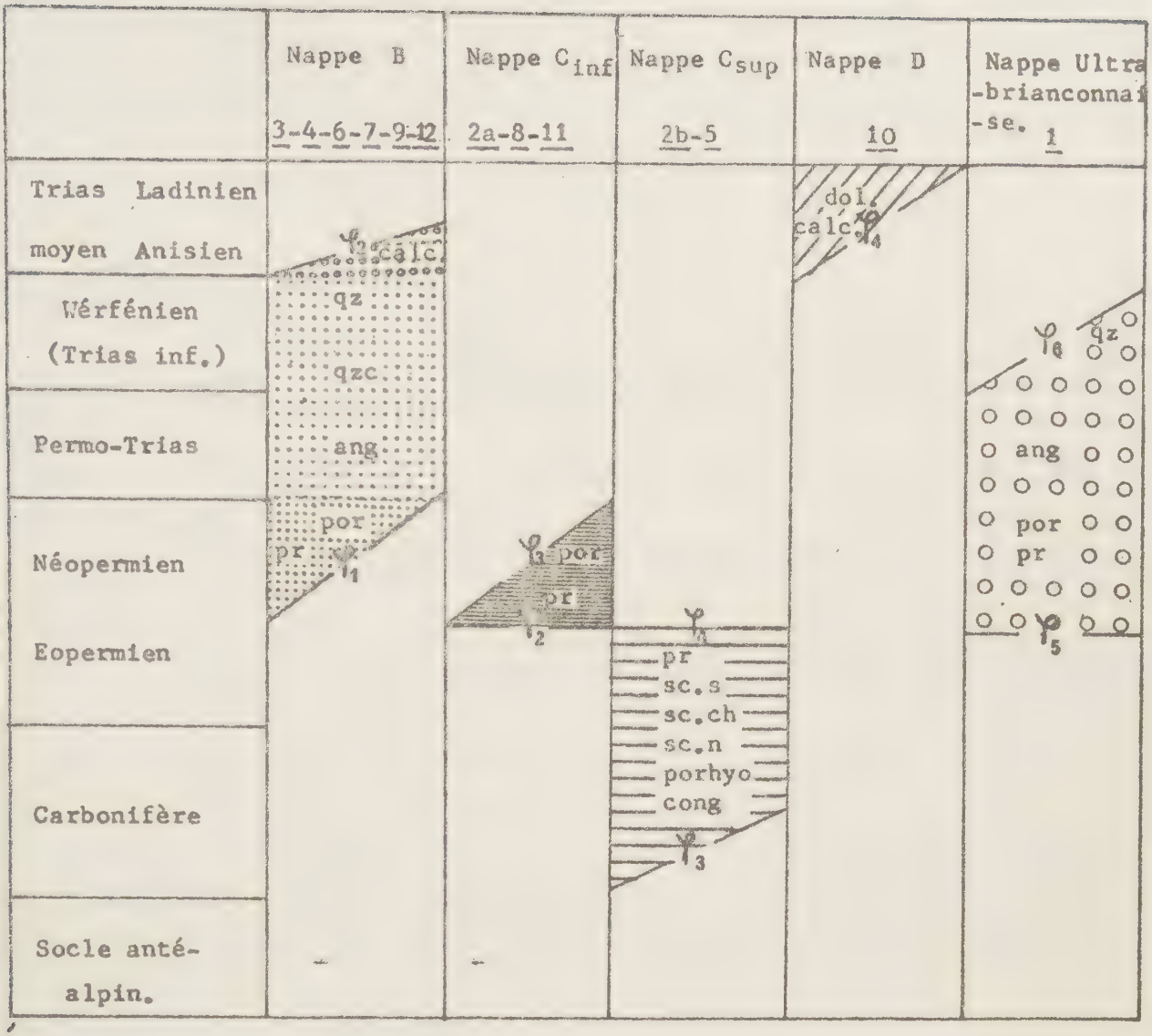


Fig. 37 : Stratigraphie des diverses nappes briançonnaises en Val Grana.
Les γ_n correspondent aux chevauchements des nappes les unes sur les autres. Ils indiquent des contacts tectoniques mais aussi peut être stratigraphiques à l'origine avec cependant parfois obliquité faisant passer un cisaillement d'un niveau stratigraphique à un autre.

Série calcaire : Dol = dolomie - calc. = calcaire.

Série sédimentaire : qz = quartzites - qzc = quartzites conglomératiques - An = anagénite

Série volcano-sédimentaire : por = porphyroïdes - pr : prasinites- Sc. s = schistes sériciteux - sc. chl. = schistes à chloritoïde - sc. n = schistes noirs graphiteux - por. rhyod. = porphyroïdes rhyodacitiques - cong = conglomérat.

(les unités 1 à 12 sont indiquées à la Fig. 36).

La nappe A correspondant aux unités briançonnaises externes n'est pas décrite ici.

3.2. Analyse des transversales

Nous aborderons l'étude de la disposition tectonique de cet assemblage à partir de trois transversales correspondant à trois secteurs géographiques définis comme suit (fig. 38) :

a) Un secteur occidental correspondant à la bordure NW du secteur étudié,

b) Un secteur médian englobant l'unité calcaro-dolomitique du Viridio-Viribianc (voir fig. 36),

c) Un secteur oriental formant la bordure SE de la zone analysée et comprenant les groupes montagneux du Monte Borel, de la Pera Puntua et de la Punta dell Omo.

3.2.1. Coupe de la crête Rocca Parvo - Punta Parvo

Cette coupe (fig. 39a) montre de grandes structures anticlinales et synclinales à plans axiaux raides, disposés en éventail. Ces structures tendent, dans la partie NE de la crête étudiée (comme nous le verrons dans les coupes suivantes plus complètes vers le NE), à faire place à un empilement de lames monoclinales déversées sur les Schistes lustrés.

a) Anticlinal de la Punta Parvo

Cet anticlinal à coeur d'anagénites, se compose d'un flanc inverse SW reposant sur le Briançonnais calcaro-dolomitique classique (unité anticlinale de la Cima di Test, Gidon 1972) et d'un flanc normal NE. Une schistosité S3 subverticale de direction NW - SE est visible dans les anagénites.

Un contact faillé sépare cet anticlinal d'unités écaillées où se mêlent des anagénites, des quartzites, des schistes permiens, des porphyroïdes et des prasinites.

b) L'anticlinal du Parvetto

La dalle anticlinale du Parvetto ne dessine que le flanc normal NE de cette structure faillée sur sa bordure SW. Stratigraphiquement nous avons de haut en bas :

- des calcaires dolomitiques triasiques,

- des quartzites verdâtres du Werfénien supérieur (voir par. stratigraphie chap. II),

- des quartzites fins et blancs du Werfénien,

./.

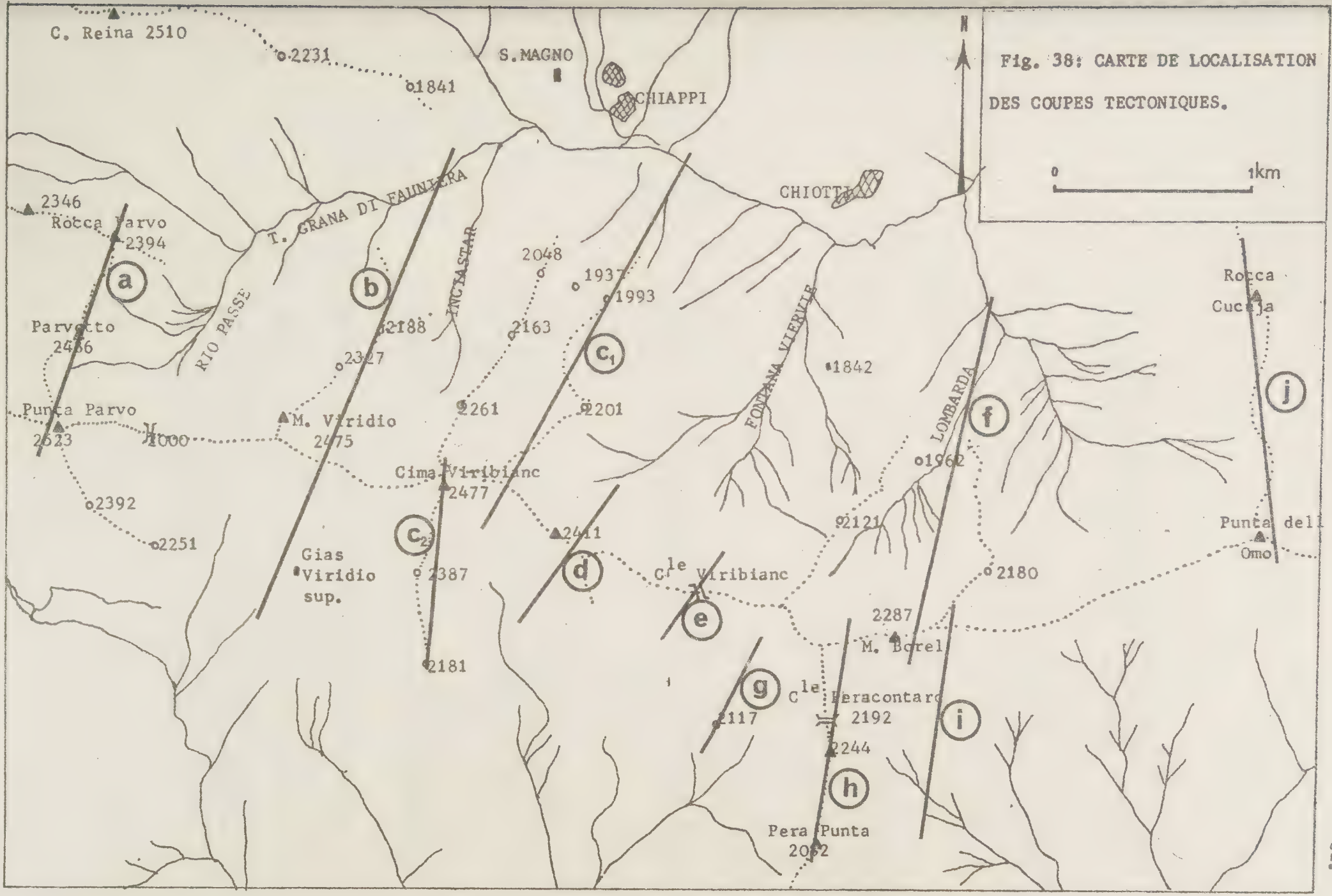


Fig. 38: CARTE DE LOCALISATION DES COUPES TECTONIQUES.

- des anagénites permo-triasiques reposant sur des calcaires bréchiques par un contact anormal f_1 séparant la nappe A calcaro dolomitique et la nappe B Werfénienne (voir fig. 39, coupe A).

L'antiforme se complète, semble t-il (flanc SW) dans l'unité écaillée précédemment décrite. Il s'agit d'une antiforme postérieure à la superposition des écailles du col (Nappe C) sur les unités de la Punta Parvo et du Parvetto (Nappe B).

c) Du Parvetto à la Rocca Parvo

Cette partie de la coupe se compose d'abord d'une série d'anagénites et de quartzites conglomératiques rapportée à la nappe B et englobée dans des schistes permiens à chloritoïde et des porphyroïdes rhyodacitiques appartenant à la nappe C permo-carbonifère. Les pendages de SO - S2 se verticalisent puis passent au SSW..

Quant à la Rocca Parvo, elle est constituée par une dalle en série normale déversée vers l'est. Cette lame attribuée à une partie adhérente de la couverture du Werfénien de la nappe B "émerge" d'une série permienne rhyodacitique (nappe C) à laquelle se rattachent les porphyroïdes à plagioclases du col.

d) Conclusions

Ainsi, les quatre unités permo-triasiques à Anisiennes de la Punta Parvo, du Parvetto, du col Parvo-Parvetto et de la Rocca Parvo, sont en position structurale inférieure (Nappe B) sous une série d'unités permo-carbonifères (Nappe C) (fig. 44, coupe A).

Cette superposition est reprise par des mouvements anticlinaux et synclinaux majeurs ; ceux-ci sont attribuables à la phase 3 de déformation pour l'essentiel.

3.2.2. La Transversale du Monte Viridio et de la Cima Viribianc

Cette transversale (fig. 38 et 39, coupes b,c,d,e) est plus complète que la précédente et nous amène jusqu'aux Schistes lustrés.

En dehors des grands plis du Viridio-Viribianc eux-mêmes, elle se compose essentiellement d'unités monoclinales empilées les unes sur les autres et déversées vers le SW au Sud du Viridio-Viribianc, vers le NE au Nord de ces sommets.

./.

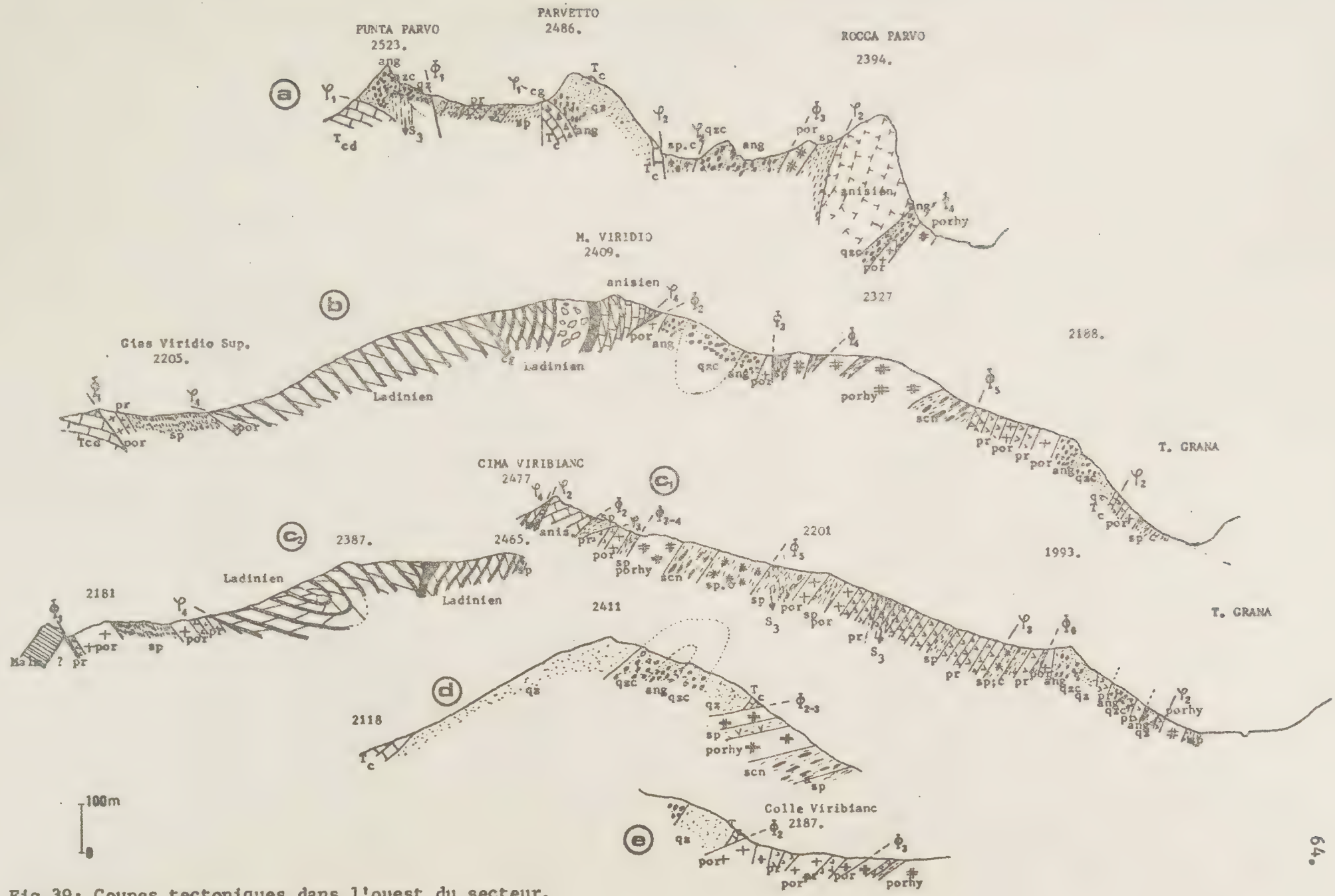


Fig 39: Coupes tectoniques dans l'ouest du secteur.
Les abréviations sont indiquées àla Fig. 8.

Si nous commençons par le NE de notre coupe, à partir du Sanctuaire de S. Magno, nous rencontrons en remontant vers la crête (fig. 39, coupe b) :

a) Un contact mylonitisé sur les Schistes lustrés de quartzites werféniens se débitant plus ou moins en plaquettes et sur lesquels repose une mince série d'Anagénites suivie d'une alternance de prasinites et de porphyroïdes. Cette série appartient à ce que nous appellerons l'Unité de San Magno,

b) Quatre dalles monoclinales superposées et se composant de quartzites, de quartzites conglomératiques et d'anagénites en série inverse. Ces unités permo-triasiques monoclinales 1, 2, 3 et 4 sont séparées par des alternances de schistes permiens et de prasinites appartenant à ce que nous appellerons l'unité permo-carbonifère du Monte Borel (fig. 39 coupe C1).

c) Cette unité se continue par une série de schistes conglomératiques graphiteux et de porphyroïdes rhyodacitiques correspondant à ceux qui entourent l'unité de la Rocca Parvo. Des Schistes à chloritoïde font leur apparition vers l'est de cette unité.

d) Une unité synclinale à coeur de quartzites conglomératiques dont le flanc NE correspond à la dalle monoclinale de l'unité du col Parvo-Parvetto dans la transversale précédente.

Sur cette unité repose le massif calcaro-dolomitique Viridio-Viribianc qui se compose de deux unités :

- La première, déversée vers le NE est constituée par une série normale de calcaires anisiens appartenant à la couverture adhérente d'un anticlinal déversé vers le NE, visible sur les coupes suivantes ("Sommet 2411") et dont les séries appartiennent à la nappe B,

- La seconde en contact anormal avec l'unité précédente ou séparée par des écailles de schistes permiens (fig. 39 coupes b et c) comporte une série aniso-ladinienne fracturée dont l'un des éléments est à structure synclinale déversée vers le SW (fig. 39 coupe C2). Cette unité se trouve en position structurale supérieure dans l'édifice des nappes étudiées (Nappe D).

La dalle compétente aniso-ladinienne de cette unité Viridio-Viribianc révèle la continuité axiale vers le SE des antiformes et synformes observées sur la coupe Parvo-Parvetto.

./.

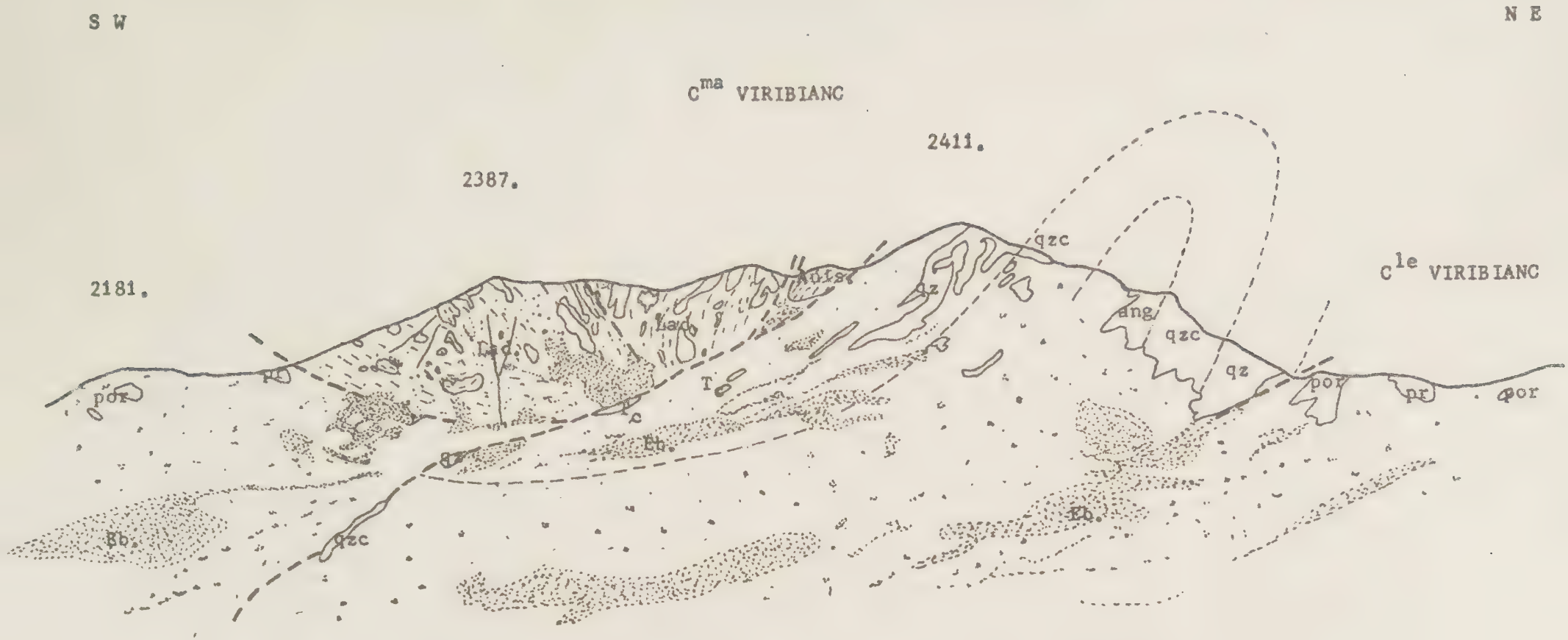


Fig. 40: PANORAMA DE LA CRETE SUD DE LA CIMA VIRIBIANC, DU SOMMET 2411m. ET DU COLLE VIRIBIANC.

Eb. éboulis- Lad. Ladinien- Anis. Anisien- qz. quartzites- qzc. quartzites conglomératiques- ang. anagénites- por. porphyroïdes- pr. prasinites.

e) Enfin, vers le val dell Arma, sous l'unité calcaro-dolomitique ladinienne, apparaissent des schistes, des prasinites et des porphyroïdes qui, eux-mêmes, reposent sur le briançonnais calcaro-dolomitique classique (Nappe A). La série permienne se prolonge dans celle du col Punta Parvo - Parvetto constituant ce que l'on désignera sous le nom de l'"unité des Gias Viridio" attribuable à la nappe permo-carbonifère C.

Cette transversale est complétée par les coupes du sommet '2411' (fig. 40) et du Colle Viribianc (fig. 39 d, e).

Dans la première coupe apparaît un grand pli anticlinal déversé vers le NE. Cet anticlinal à coeur d'anagénites comprend dans ses deux flancs la série suivante : anagénites, quartzites conglomératiques, quartzites francs calcaires triasiques gris. Il repose en troncature basale sur l'unité permo-carbonifère du Monte Borel, soit directement, soit par l'intermédiaire d'une série essentiellement composée de porphyroïdes et de prasinites (coupe e, fig. 39) et correspondant à la réapparition de l'unité synclinale du Versant NE du Viridio. L'analyse stéréographique des porphyroïdes du coeur anticlinal (fig. 41) nous apprend que sa formation est contemporaine de la phase 3 de déformation.

Dans cette transversale apparaissent deux grandes zones de style tectonique différent :

- la première correspondant au versant du val dell Arma, marque la continuité des structures anticlinales et synclinales de la coupe du Viridio ; on y retrouve une unité anticlinale et une autre synclinale sur lesquelles repose l'unité calcaro-dolomitique du Viridio-Viribianc en position structurale supérieure. Ces grandes structures attribuables à la phase 3 de déformation sont toutes deux déversées vers le NE.

- La seconde zone correspondant grossièrement au versant NE de la crête étudiée, présente un empilement de lames monoclinales. On peut y voir le résultat du cisaillement des nappes de charriage (fig 44 b) en unités rétrodéversées vers le NE par la phase 3 qui développe une schistosité S3 sub-parallèle au litage stratigraphique.

3.2.3. La transversale du Monte Borel

Vers le Nord-Est de ce secteur (fig. 38 et 43) on rencontre une série monoclinale déversée vers le NE ; elle se compose, en allant du fond de la vallée de la Lombarda vers la crête :

- d'une dalle en série inverse reposant sur les Schistes lustrés (coupe 43f) et se composant de quartzites-anagénites plus ou moins laminées- de porphyroïdes. Cette série marque le prolongement de l'Unité de San-Magno (voir par. 322),

./.

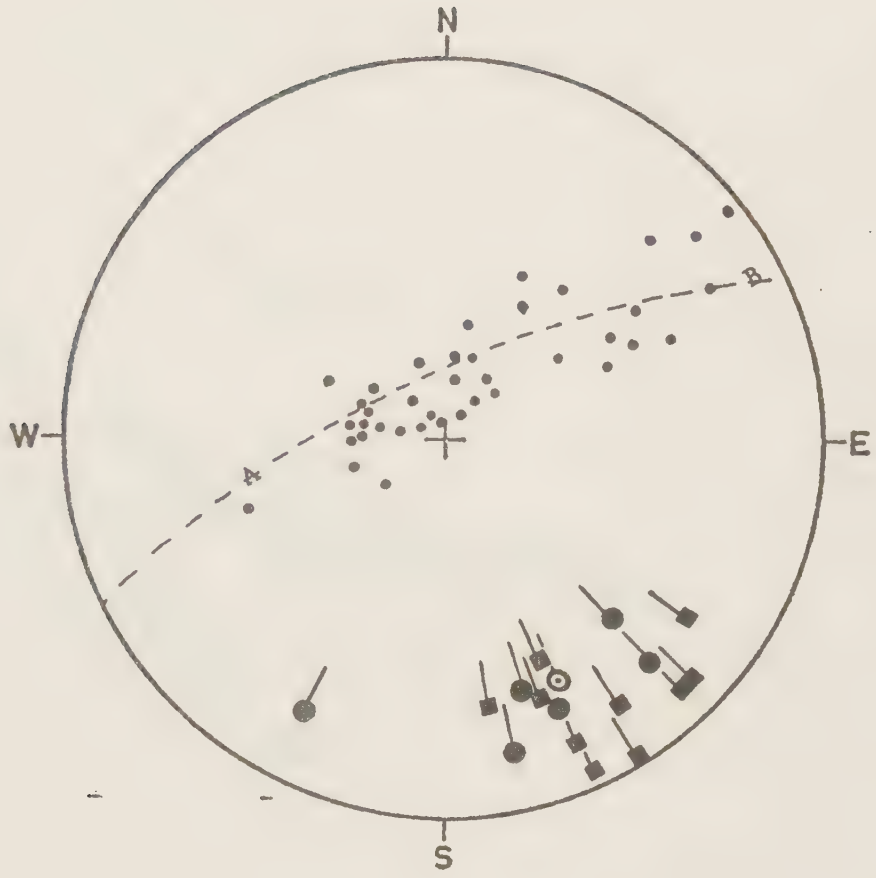


Fig. 41: STEREOGRAMME DE L'ANTIFORME DU COLLE VIRIBIANC.

Les poles des plans de foliation S_2 sont étalés en AB par un pli 3 hectométrique d'axe N.145,I5NW autour duquel se regroupent les axes des petits plis 3.

Fig. 42: PANORAMA DU VERSANT NORD-EST DE LA CIMA VIRIBIANC AVEC SON SCHEMA INTERPRETATIF.

1. Unité anticlinale du sommet coté 2411.
2. Massif calcaro-dolomitique de la C. Viribianc.
3. Unité permienne du Péracontard.
4. Porphyroïdes rhyodacitiques du Monte Borel(Unité du M. Borel).

Anis. Anisien- Tc. Trias calcaire- qz. quartzites- por. porphyroïdes- pr. prasinites- sp. schistes permiens- sc.n. schistes noirs graphiteux- rd. porphyroïdes rhyodacitiques.

- d'une unité monoclinale comportant en série inverse des anagénites, des quartzites conglomératiques et des quartzites francs (unités monoclinales werféniennes 3 : par. 322),

- de l'unité du Monte Borel, dans laquelle nous pouvons distinguer deux séries stratigraphiques appartenant à deux nappes différentes (fig. 37 - 43g) :

  . une nappe C inférieure comportant des éléments attribués au Néopermien (voir stratigraphie chap. II),

  . une nappe C supérieure constituée par des séries d'âge Carbonifère et Eopermien.

Sur la crête de la Punta dell Omo (fig. 43 j), on retrouve les structures monoclinales déversées vers le NE et la dalle werfénienne de l'unité de S. Magno rétro-charriée sur les Schistes lustrés comme l'a déjà vu Schumacher (1972, fig. 5).

Vers le SW du Monte Borel (fig. 43 g, h, i) nous retrouvons une zone à antiforme et synforme. Sur la crête séparant les Gias Gorfi et Viribianc superiore (fig. 43 g) apparaît un anticlinal à cœur de porphyroïdes déversé vers le NE correspondant à l'unité anticlinale du sommet 2411. Le flanc normal SW composé d'une série à anagénites, quartzites conglomératiques et quartzites francs, repose sur les séries calcaro-dolomitiques du Briançonnais externe (Nappe Λ) au SW. Dans la coupe du Monte Borel, à la Pera Puntua (fig. 43 h), nous retrouvons les porphyroïdes rhyodacitiques du Monte Borel sur lesquels repose une série d'anagénites et de porphyroïdes à structure synclinale faisant partie de l'unité du col Pera Contard homologue à l'unité synclinale du versant NE du Viridio (fig. 36).

Dans cette transversale, où le resserrement des nappes brianconnaises est encore plus accentué, nous avons donc prédominance des lames monoclinales à matériel permo-carbonifère.

./.

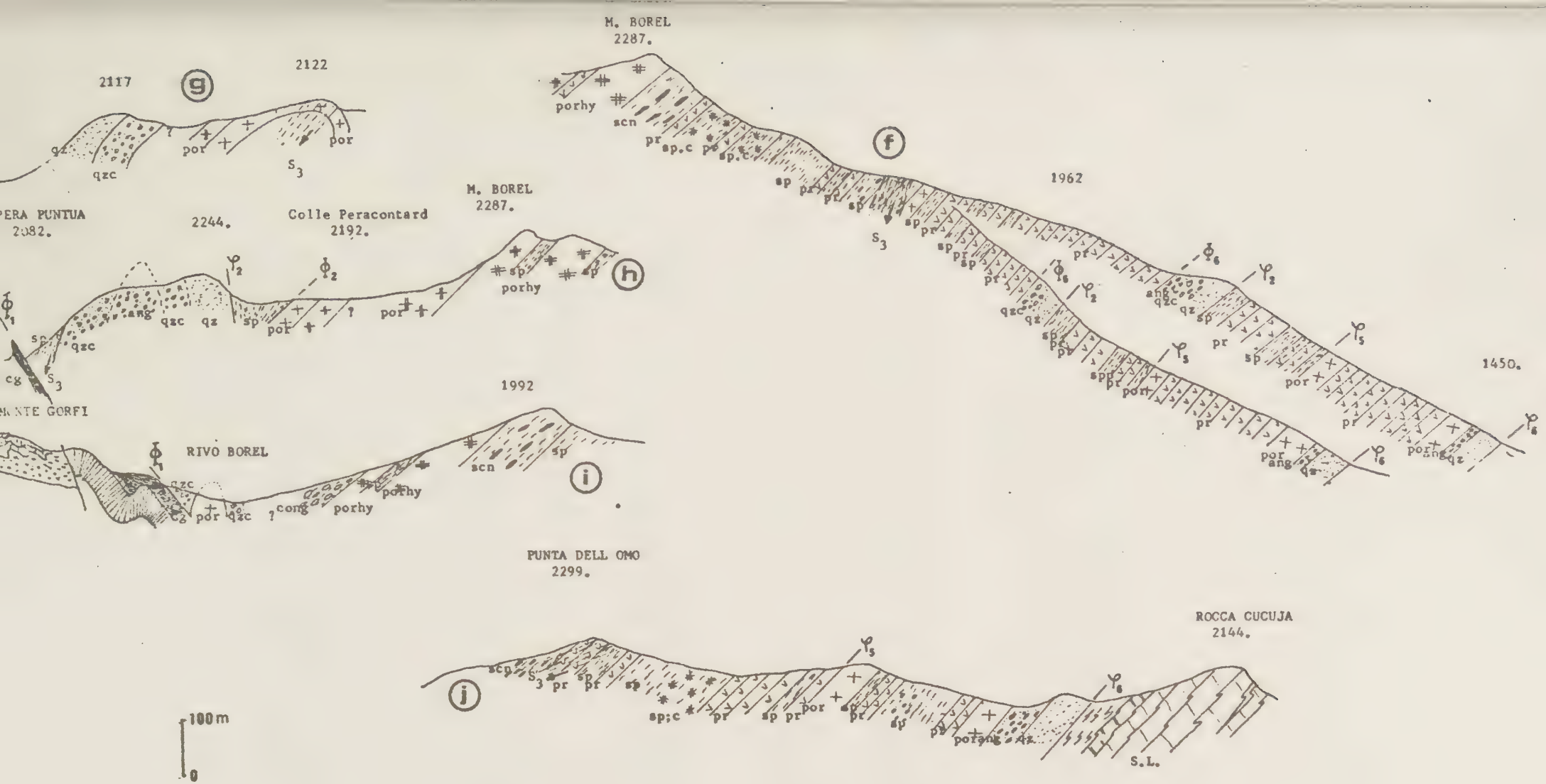


Fig. 43: Coupes tectoniques dans l'est du secteur étudié.

Les abréviations utilisées sont indiquées à la figure 8.

3.3. Les principales unités tectoniques

Dans le secteur étudié apparaissent, en résumé, deux grandes zones de style tectonique différent :

- Une grande zone en position interne et qui, géographiquement, se situe au nord de la crête Rocca-Parvo/Cima-Viribianc et Monte-Borel, se distingue par l'empilement d'unités monoclinales déversées vers le NE. Les lames pourraient correspondre à des cisaillements contemporains de la phase 2 de resserrement sans formation de grandes structures plicatives visibles. La schistosité S3 est très souvent subparallèle au litage stratigraphique,

- Une zone en position externe qui présente des structures anticlinales et synclinales à matériel d'âge essentiellement permotriasique et ennoyées dans une nappe C permo-carbonifère. Dans cette zone, nous notons une obliquité de l'axe de l'éventail briançonnais par rapport aux axes de ces grands plis (voir fig. 36).

Les principales unités tectoniques distinguées en allant des Schistes lustrés vers la zone briançonnaise externe, sont (fig. 36) :

a) Unité de San Magno

Cette unité, qui borde le contact du Briançonnais avec les Schistes lustrés, conserve la même succession stratigraphique tout le long de la zone étudiée, avec quelques cisaillements et une mylonitisation plus ou moins intense.

b) Unités monoclinales werféniennes

Numérotées de 1 à 4 (faute de nom de lieu à leur attribuer), ces unités, à matériel d'âge werfénien essentiellement (Nappe B), proviennent du cisaillement de l'édifice formé par les nappes de charriage lors de la phase 2 de serrage (voir par. 225).

c) Unité permo-carbonifère du Monte Borel

Cette unité en position structurale supérieure par rapport aux précédentes, a subi les mêmes déformations qu'elles, après sa mise en place par charriage sur la nappe B. Deux sous-unités séparées par un contact anormal γ 3 peuvent être distinguées :

./.

. l'une à matériel d'âge carbonifère et Eopermien,

. l'autre avec des séries ou alternent des roches basiques et acides d'âge Néopermien (voir chap. II).

La seconde, en position structurale inférieure, est rattachée à une nappe C inférieure, l'autre à une nappe C supérieure (fig. 37).

d) Les unités anticlinales et synclinales

Elles forment des bandes longitudinales où l'on peut distinguer (fig. 36) :

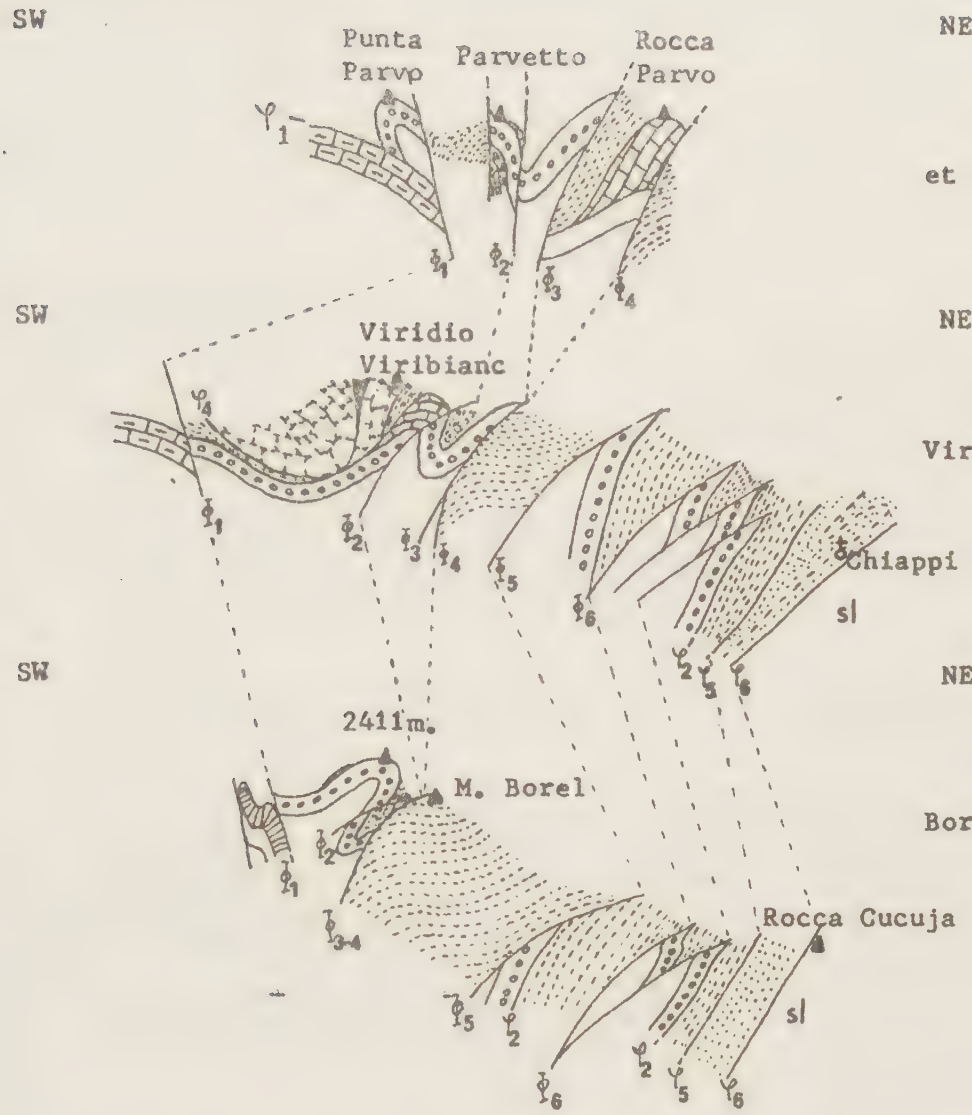
. une bande à structure synclinale au NE, formée de l'unité synclinale NE du Viridio et de l'unité du col Pera Contard,

. une bande à structure anticlinale comprenant les unités du Parvetto et du sommet 2411. La nappe B formant ces différentes unités porte des lambeaux de la nappe permo-carbonifère où se dessinent les mouvements plicatifs de la phase 3 de rétrocharriage (fig. 39 a),

. l'unité de la Punta-Parvo à structure anticlinale, représente la partie la plus externe de la nappe B reposant sur la nappe A (unité de la Cima di Test de Gidon, 1972) qui ne réapparaît que dans le coeur anticlinal du Parvetto à la faveur d'un accident vertical d'orientation EW (fig. 36 & 39 a) attribuable à une phase de déformation tardive 4.

Enfin, nous trouvons l'unité des Gias à matériel permo-carbonifère en position structurale supérieure (Nappe C) qui porte l'unité calcaro-dolomitique du Viridio-Viribianc en position la plus élevée dans l'édifice des nappes formant ces différentes unités.

./.



a b	Nappe A	a= matériel calcaire. b= cargneules et calcaires brèchiques.
a b	Nappe B	a= matériel siliceux. b= matériel calcaire.
	Nappe C	série volcano-sédimentaire permienne.
	Nappe D	série calcaro-dolomitique triasique.
	Nappe ultrabriançonnaise	Série siliceuse éopermienne à werfénienne.
sl	Nappes piémontaises	Schistes lustrés.

Fig. 44: COUPES SYNTHETIQUES ET INTERPRETATIVES DU SECTEUR ETUDIE.

3.4. Interprétation génétique

De l'étude précédemment faite, nous distinguerons donc dans l'histoire tectonique du secteur étudié :

. La mise en place de nappes de charriage avec des cisaillements sub-parallèles au litage et développement d'une schistosité S1 parallèlement à la stratigraphie (surchage des nappes ? voir Lefèvre et Michard, 1976),

.. Une phase 2 de serrage se traduisant à petite échelle par des déformations plicatives (par. 213) et, à grande échelle, par des cisaillements,

. Une phase 3 de rétrocharriage amenant le basculement vers le NE des structures monoclinales précédentes et formation de structures à antiforme et synforme et, tardivement, l'apparition de cisaillements plats tel celui qui tronque et rétrocharrie l'anticlinal du sommet 2411 (fig. 39 coupes d et e),

. A l'échelle des grandes structures, la phase tardive 4 n'est perceptible que par des fractures.

./.

IV ETUDES MINERALOGIQUES ET PETROGRAPHIQUES

Dans le cadre de cette étude régionale, nous avons cherché à préciser certains aspects particuliers de la pétrographie locale, notamment celle des volcanites permiennes, et de la minéralogie, en rapport avec le métamorphisme alpin.

Outre les méthodes classiques (microscope optique, analyses chimiques), on a employé le micro-analyseur ionique pour l'étude de divers minéraux, en particulier les feldspaths.

1. PETROGRAPHIE

1.1. Les porphyroïdes

1.1.1. Les porphyroïdes quartzifères

Ces roches massives et dures se signalent par leur patine brune, alors que la cassure est claire. Dans une pâte jaunâtre se détachent des quartz gris assez gros (millimétriques), ainsi que des feldspaths.

L'examen de la roche en lame mince fait apparaître :

a) des phénocristaux

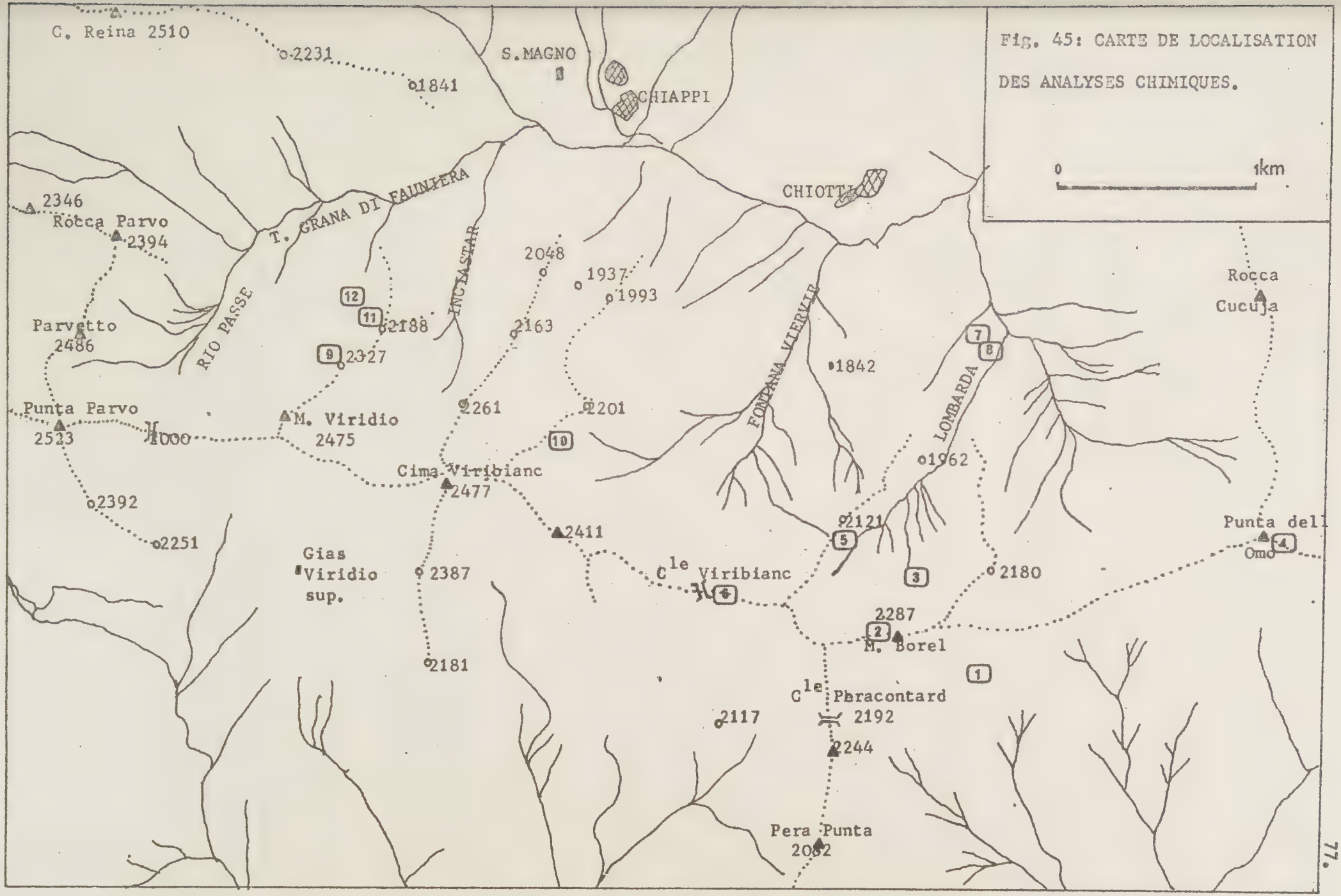
- De gros quartz automorphes avec des lacunes de cristallisation typiques (cf Clochiatti, 1975). Ils sont très souvent cassés et ont parfois des aspects esquilleux à bords nets. Mais en général les bords ont recristallisé pour s'imbriquer dans les cristaux du fond microgrenu. Les extinctions roulantes sont assez fréquentes.

- Des cristaux sub-automorphes d'un feldspath alcalin généralement perthitique (voir par. 222) montrant des macles de Carlsbad et une altération brune (les lacunes de cristallisation magmatiques y sont en général nombreuses, comme dans les quartz).

- De l'albite non maclée contenant du quartz et de fines paillettes de séricite.

b) un fond microgrenu contenant en cristaux imbriqués les minéraux suivants : quartz, feldspath potassique, albite, séricite répartie en paillettes diffuses ou orientées en lits parfois continus et contournés correspondant aux plans de S2 et S3, opaques (pyrite) et parfois calcite.

./.


C. Reina 2510
2231
1841
S.MAGNO
CHIAPPI
CHIOTTI
2346
Rocca Parvo
2394
T. GRANA DI FAUNIERA
INCASTAR
RIO PASSE
2048
1937
1993
2188
2163
2327
Parvetto
2486
Punta Parvo
2523
1000
M. Viridio
2475
2261
2201
1842
FONTANA VIERVIE
LOMBARDA
1962
Rocca
Cucuja
Cima Viribianc
2477
2392
2251
2411
2121
Punta dell
Omo
Gias
Viridio
sup.
2387
C^le Viribianc
2180
2287
M. Borel
2181
C^le Pbracontard
2192
2117
2244
Pera Punta
2082
Fig. 45: CARTE DE LOCALISATION
DES ANALYSES CHIMIQUES.
0
1km

La nature rhyolitique initiale de cette roche est discutée plus loin (par. 114).

1.1.2. Porphyroïdes sériciteuses

A l'affleurement ce sont des roches schisteuses dont l'origine rhyolitique apparaît dans les nombreux quartz automorphes à lacune de cristallisation, associés aux feldspaths alcalins sodi-potassiques.

Ces anciens phénocristaux forment le cœur d'amandes séparées par des lits sériciteux épais et continus et par des lits microgrenus à quartz, albite et séricite.

Les phénocristaux ont été très souvent couchés dans le plan de schistosité et quelquefois des terminaisons sigmoïdes des amandes montrent qu'ils ont subi une rotation.

1.1.3. Porphyroïdes rhyodacitiques

Ce sont des roches massives de teinte claire, verte ou gris-vert dont on distingue à l'affleurement deux types : l'un fin et homogène, l'autre tufacé et brèchique. Les roches sont constituées de fines lamelles microgrenues où l'on peut reconnaître des projections soudées entre elles et elles présentent des phénocristaux brisés. Ceux-ci ont une répartition très irrégulière dans la pâte consolidée. Ils se présentent très souvent en agglomérats de plusieurs individus ou parfois, ils sont, au contraire, très peu nombreux dans une pâte cryptocristalline.

Parmi ces anciens phénocristaux, on note :

- des quartz analogues à ceux des porphyroïdes déjà décrites,

- des plagioclases présentant fréquemment les macles polysynthétiques de l'albite. Il s'agit vraisemblablement de macles primaires nées pendant la croissance magmatique. Ces cristaux subautomorphes sont très souvent basculés dans la schistosité comme ceux du feldspath alcalin. Ils sont très peu altérés et ne présentent que de rares paillettes de séricite,

- parfois des cristaux de feldspath alcalin altérés, mais toujours en faible quantité.

La mésostase est riche en séricite et chlorite. Les cristaux de quartz et de feldspath du fond microgrenu sont étroitement engrenés. Ces microcristaux s'insinuent entre les fractures des phénocristaux brisés. Dans cette mésostase recristallisée peuvent être également présentes des plages de calcite.

./.

N°d'analyse	Nom de la roche	Perte à 110°	Somme	Perte à 1000°	SiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	Fe_2O_3 total	Mn_3O_4	TiO_2	Na_2O	K_2O
1	galet du conglomérat carbonifère	.10	100.52	.22	76.5	13.3	.52	.2	2.2	.029	.19	6.80	.73
2	galet du conglomérat carbonifère	.07	100.98	2.68	65.2	15.9	.10	2.6	3.8	.032	.21	4.55	5.81
3	schiste à chloritoïde	.20	100.20	1.74	81.4	6.4	.94	.2	8.9	.038	.13	.20	.47
4	prasinite à Lawsonite	.12	100.51	4.19	53.9	18.3	4.61	7.4	7.7	.130	1.03	2.40	.80
5	schiste à chloritoïde	.25	100.74	2.71	56.5	24.5	.61	.2	11.8	.090	1.11	.64	2.71
6	prasinite	.20	100.64	3.33	56.6	17.0	6.28	1.0	8.4	.206	.86	5.45	1.43
7	porphyroïde quartzitique	.10	99.99	.32	75.3	13.0	.15	.2	.5	.010	.02	.46	10.14
8	porphyroïde sériciteux	.12	98.83	1.31	73.4	13.3	.51	.2	1.6	.010	.18	1.40	7.07
9	porphyroïde rhyodacitique	.10	98.46	1.66	70.9	13.7	.45	.5	2.4	.022	.31	2.64	5.91
10	porphyroïde rhyodacitique	.15	100.16	1.64	73.1	13.8	.47	.2	2.0	.070	.35	2.71	5.76
11	porphyroïde sériciteux	.07	99.91	1.63	72.9	13.9	.76	.2	2.1	.011	.21	1.97	6.28
12	porphyroïde sériciteux	.07	98.40	1.14	72.3	13.0	.75	.2	2.5	.013	.26	1.13	7.27

Fig. 46 - Tableau des résultats d'analyses chimiques.

1.1.4. Analyse chimique

Les porphyroïdes quartzifères et les porphyroïdes micacés potassiques sont les roches les plus récentes du complexe d'origine volcanique transformées par le métamorphisme alpin. Leur composition chimique (analyses 8 & 12 fig 46) en fait d'anciennes rhyolites hyper potassiques. Elles sont comparables (fig 47) aux rhyolites potassiques du Marguareis (Guillaume, 1969) et aux porphyres quartzifères du Néopermien inférieur de Maurienne (Fabre, 1961).

Une analyse de porphyroïde quartzifère (An. 7 fig. 46) déterminée pétrographiquement par Madame Boyer comme étant un ancien verre volcanique, nous donne une répartition des éléments majeurs comparable aux verres volcaniques potassiques étudiés par elle-même dans le paléo-volcanisme de Bretagne (Boyer, 1974, p 192).

Laval	n° 98	K_2O = 7,97	Na_2O = 0,16	H_2O = 4,05	)
"	n° 56	K_2O = 4,91	Na_2O = 0,17	H_2O = 2,36	) *
Jersey	n° 60	K_2O = 7,31	Na_2O = 0,25	H_2O = 2,38	)

* cf thèse Madame Boyer page 192

Ht Val Grana n° 7 K_2O =10,14 Na_2O = 0,46 H_2O = 0,32) **

** cf fig. 46

La composition chimique des porphyroïdes rhyodacitiques (an. 9, 10, 11, fig. 46) correspond à d'anciennes rhyolites sodi-potassiques (fig. 47). Elles sont comparables aux rhyolites du Besimauda (Guillaume 1969), aux gneiss à jadéite et porphyroïde Jadéitifère de la zone d'Acceglio (Lefèvre et Michard, 1976).

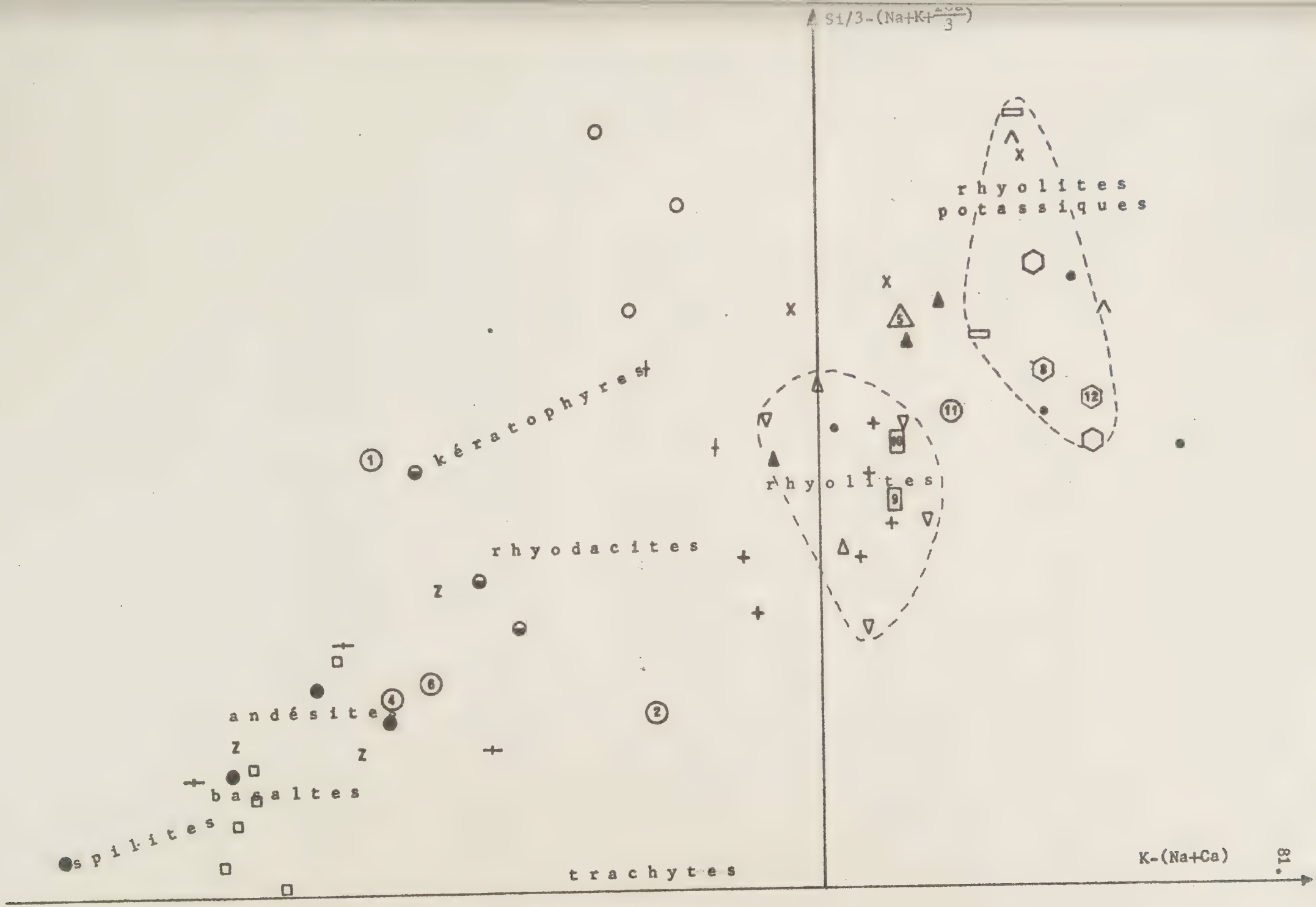
./.

Fig. 47: Caractérisation géochimique des métavolcanites permiennes de la zone briançonnaise interne en Haut Val Grana, sur un diagramme "quartz-feldspaths" (De la Roche, in de la Roche et al. 1974.).

Les numéros des analyses correspondantes figurent au tableau de la Fig. 46.

A titre de comparaison, les volcanites et métavolcanites du permien et du Permo-carbonifère briançonnais s. l. avoisinants (Briançonnais ligure, Ambin, zone houillère de Maurienne et de Tarentaise, bande d'Acceglio) sont représentées sur le même diagramme d'après les analyses des auteurs (cf. Lefèvre et Michard, 1976.).

∧	Rhyolites potassiques du Marguareis.	
+	Rhyolites et porphyroïdes du Bésimauda.	
X	Arkoses (tufs) et porphyroïdes Sup. du Bésimauda.	Guillaume, 1969.
⊦	Rhyolites sodiques du Bésimauda.	
⊣	Volcanites sombres (Stéph.-Autun.) du Bésimauda.	
□	Métabasites rubanées d'Ambin.	Gay, 1971.
z	Prasinites de Maurienne et de Tarentaise.	Fabre, 1971.
•	Porphyres quartzifères du Néopermien inf. de Maurienne.	
⬡	Porphyres quartzifères.	
▭	Porphyroïdes micacés.	
△	Gneiss à jadéite.	
▽	Porphyroïdes jadéitifères.	
▲	Schistes à grains ou nodules jadéitiques.	Lefèvre et Michard, 1976.
○	Gneiss lawsonitique.	
◒	Prasinites rubanées lawsonitiques.	
●	Prasinites glaucophanitiques à lawsonite.	
⑧	Porphyroïdes micacés	
⑨	Porphyroïdes rhyodacitiques.	Gaillet, 1976.
②	Prasinites. / Galets du conglomérat carbonifère.	
⑤	Schistes à chloritoïde.	


Si/3-(Na+K+2Ca/3)
rhyolites potassiques
kératophyres
rhyolites
rhyodacites
andésites
basaltes
spilites
trachytes
K-(Na+Ca)
1
2
4
5
6
8
9
11
12

1.2. Les métabasites

Nous y distinguons des prasinites et des ovardites suivant les définitions rappelées par F. Ellenberger (1958).

1.2.1. Les prasinites

Ces roches, de couleur vert-sombre, comportent des cristaux d'amphibole (actinote) avec de l'albite, de l'épidote et de la chlorite en quantité variable. L'albite est souvent poecilitique, remplaçant les micas dont la trace subsiste sous forme d'impuretés ; leur alignement marque l'existence d'une foliation antérieure à la cristallisation d'une grande partie de ces feldspaths.

Les cristaux d'amphibole (actinote) sont allongés dans la schistosité S2, tandis que la chlorite tend à englober les autres minéraux.

L'épidote se présente soit sur plages diffuses à l'intérieur de fantômes de plagioclase, soit alignée le long de petits lits marquant la schistosité S2. Le sphène et le rutile sont très abondants. On note encore de la calcite en plages xénomorphes, intercalées entre les éléments précédents ou les incluant, de l'apatite, de la tourmaline et des minéraux opaques.

1.2.2. Les ovardites

Ces roches sont essentiellement constituées d'albite ocellaire et de chlorite avec accessoirement des cristaux de calcite et de sphène. Le quartz peut être présent en proportions variables, dans des lits de petits cristaux se mêlant à l'albite. Du rutile en petites aiguilles apparaît parfois.

1.2.3. Analyse chimique

Compte-tenu de leur composition chimique, on est amené à voir dans les prasinites d'anciennes andésites (fig. 47, an. 4 & 6). Ces roches peuvent être rapprochées des volcanites sombres du Bésimauda (Guillaume, 1969), des métabasites d'Ambin (Gay,1971) et des prasinites à lawsonite de la zone d'Acceglio (Lefèvre et Michard, 1976) (fig. 47).

./.

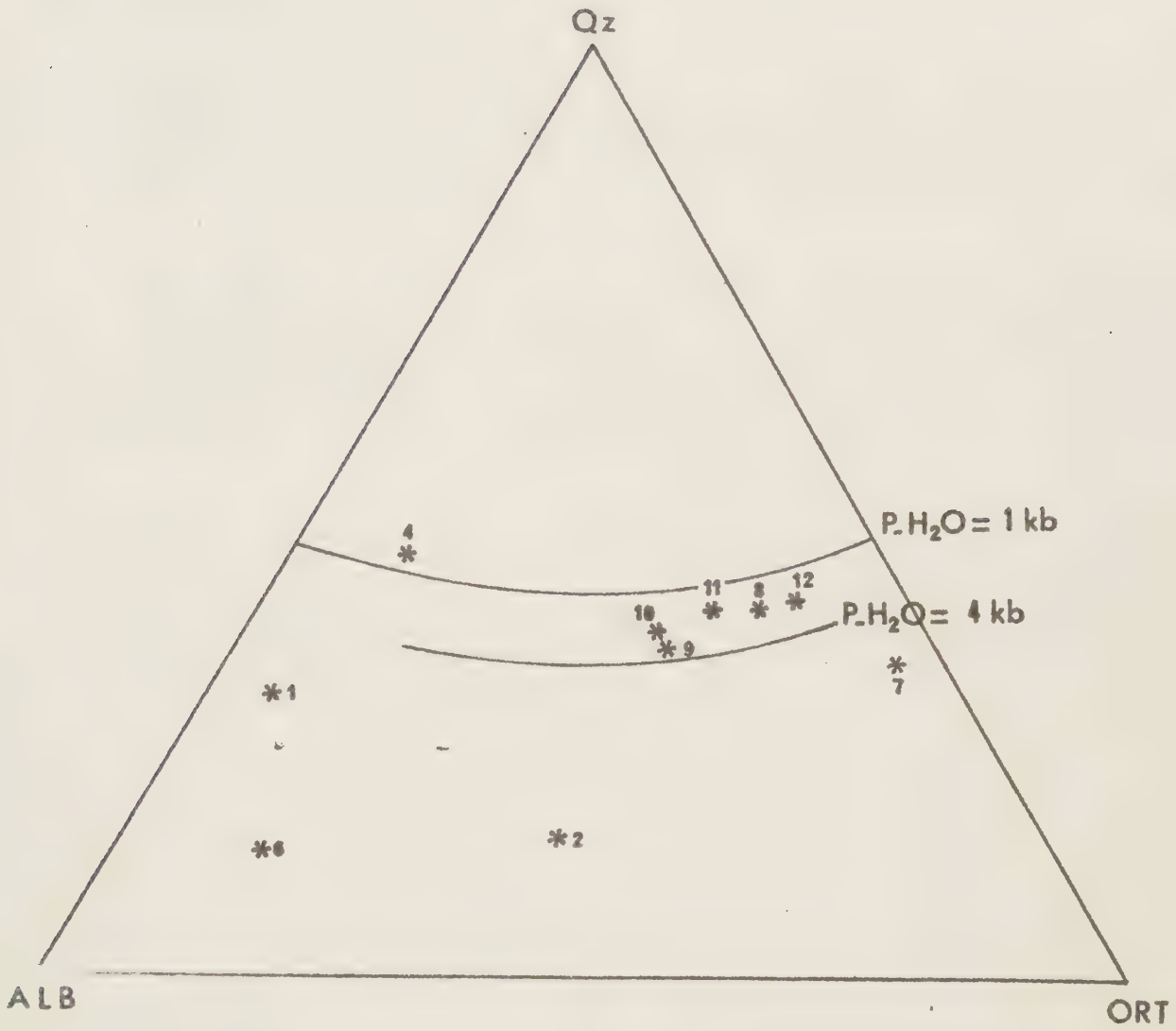


Fig. 48: **Diagramme ternaire quartz-albite-orthose.**
Les chiffres correspondent aux numéros d'analyse de la figure 46.

1.3. Les roches d'origine détritique franc

Il s'agit des quartzites, des anagénites et autres conglomérats et des divers micaschistes. Nous ne reprendrons pas ici leur définition, rappelée dans le chapître II (stratigraphie), ni leur description, que l'on trouve dans les publications de Lefèvre (1965), Michard (1967), etc...

On s'arrêtera seulement sur cette variété particulière des micaschistes qui se caractérise par la présence de chloritoïde. Ce minéral, en cristaux couchés dans la foliation ou en rosettes tardives, y est associé au quartz, au mica blanc et à de la chlorite.
L'analyse chimique (an. 3 & 5, fig 46) montre le caractère hyperalumineux de ces roches d'origine sédimentaire.

D'autre part, l'analyse des éléments du conglomérat carbonifère, défini dans le chapître II (stratigraphie), montre le caractère basique à intermédiaire du volcanisme accompagnant la formation des roches qui constituent les galets du conglomérat du Monte Borel, dont certains échantillons possèdent encore une structure de lave primaire (observation faite avec Madame Boyer).

./.

2. MINERALOGIE

Outre l'observation microscopique, nous avons utilisé pour cette étude de quelques minéraux significatifs l'analyse ionique dont le principe est indiqué dans l'annexe I.

2.1. Le quartz

2.1.1. Etude optique

La recristallisation du quartz s'est étalée durant tout le métamorphisme alpin, mais avec une accentuation particulière pendant la phase 2 qui se traduit par l'aplatissement des cristaux de quartz suivant la schistosité de plan axial des plis de cette phase.

Les porphyroïdes montrent des cristaux de quartz automorphes de génèse magmatique très peu ou pas du tout recristallisés, mais le plus souvent cassés. Ils comportent des lacunes de cristallisation caractéristiques des quartz rhyolitiques (Clochiatti, 1975). Dans ces lacunes en forme de golfe apparaît un fond microgrenu identique à la mésostase de la roche. Ces quartz sub-automorphes à automorphes possèdent parfois des "queues de cristallisations" en angle des cristaux.

Des cristaux de quartz à contours arrondis de type détritique restent encore visibles dans les quartzites. Comme les précédents, ils présentent le plus souvent une extinction roulante.

2.1.2. Analyse ionique

Dans une même roche, les cristaux de quartz ont une même image ionique, mais cette image peut varier d'une roche à l'autre. Ainsi, sur deux quartz magmatiques appartenant à deux prophyroïdes différents, nous avons observé que l'un deux présente une image ionique homogène, alors que le second englobe des microcristaux de micas blancs et de plagioclase (le quartz en cristallisant a pu piéger des microcristaux déjà formés dans le magma rhyolitique). Notons également des inclusions acciculaires vraisemblablement primaires de micas blancs se disposant en traînées régulières.

./.

2.2. Les feldspaths

2.2.1. L'albite

Dans la plupart des roches où l'albite est présente, elle provient de l'altération de plagioclases, de la recristallisation d'albite ancienne magmatique ou de l'exsudation de la partie sodique des feldspaths sodi-potassiques.

Dans certains cas (albite automorphe à macles polysynthétiques, cassés et en travers de la S2), on a affaire cependant à des cristaux d'origine magmatique non transformés.

L'albite alpine se présente sous des aspects variés révèlant une cristallisation s'étendant pendant tout le métamorphisme et jusqu'à la fin des déformations pénétratives des roches. Des albites poecilitiques recoupent souvent à l'emporte-pièce les lits phylliteux flexueux S2 des schistes chlorito-albitiques permiens.

Bien que la cristallisation de l'albite apparaisse le plus souvent post-tectonique, des structures hélicitiques avec queues de cristallisation tordues dans la schistosité S2-3 montrent qu'elle peut être syntectonique 3 (plis 3 et microcisaillement dans S2).

2.2.2. Les feldspaths sodi-potassiques

a) Origine

En général, ce sont des reliques métastables d'origine détritique (anagénites) ou éruptive (porphyroïdes) plus ou moins cataclasées et désorganisées par l'exsudation de leur soude et la recristallisation de facules perthitiques. Les cristaux de feldspath-potassique apparaissent fréquemment entourés d'une auréole claire dont l'analyseur ionique indique la nature potassique ; cette auréole de feldspath potassique provient-elle de la recristallisation de feldspath potassique relativement pur durant le métamorphisme, ou du "lessivage" des impuretés du réseau ancien, vers l'extérieur, pendant la même période ?

b) Albitisation des feldspaths potassiques : étude optique

Les plagioclases acides contenus dans les feldspaths potassiques sont de deux types :

- des perthites à contours flous et irrégulières (facules) résultant soit d'une démixion d'un feldspath sodi-potassique de haute température, soit d'un remplacement d'une partie du potassium par du sodium (avec métasomatose), à la faveur du métamorphisme alpin ou même (en partie) avant,

./.

- des tablettes à contours nets et présentant des macles en lumière polarisée et qui, elles, semblent des inclusions primaires d'origine magmatique.

. Etude des perthites d'origine métamorphique probable :

Le plagioclase des perthites est un plagioclase acide albitique rarement altéré. Les différents types morphologiques de perthites observés vont de minces filets jusqu'aux perthites en taches. L'albitisation des feldspaths sodi-potassiques et parfois si poussée qu'il ne subsiste plus dans les cristaux que quelques reliques du feldspath potassique. Dans ce cas on doit bien admettre que du sodium est venu remplacer le potassium, mais ceci peut s'être fait à partir de la pâte (mésostase) environnante, sans migration d'échelle régionale. Les contours de ces perthites sont d'abord flous et les limites avec le feldspath potassique hôte difficiles à préciser. Mais quand l'albitisation est sufisamment poussée, les contacts deviennent francs.

Ces plages d'albite sont informes, de distribution quelconque et jamais orientées par rapport au clivage de l'hôte marqué par des traces brunes d'hydrolyse. Ces perthites existent à toutes échelles et le micro-analyseur ionique en met en évidence de la taille du micron.

c) Etude à l'analyseur ionique

Nous avons essentiellement étudié les feldspaths sodi-potassiques appartenant aux porphyroïdes.

L'étude des spectres dans ces feldspaths sodi-potassiques montre les compositions différentes des parties constitutives :

. le minéral hôte renferme essentiellement Si, Al, K (feldspath potassique),

. les facules albitiques renferment Si, Al, Na et des traces de Ca (albite).

Certains feldspaths sodi-potassiques contiennent dans leur partie potassique Ba en quantité moyenne.

Les images ioniques nous donnent la "carte" des éléments dans le feldspath sodi-potassique :

. Al et Si ont une répartition très légèrement hétérogène. Ils paraissent plus abondants dans les plages sodiques que dans les plages potassiques du feldspath. Cette hétérogénéité serait un artefact dû à une "pulvérisation" supérieure de Al et Si dans les facules.

./.

. Il y a toujours un peu de Ca dans les plages sodiques.

. Ca, Fe, Mg n'entrent pas dans la structure du feldspath potassique, mais correspondent à des inclusions d'ankérite dans le feldspath (inclusions signalées ailleurs par Ellenberger, 1958).

. Ba a une répartition en général homogène, mais il ne se trouve que dans le feldspath potassique.

. La répartition du Na et du K est toujours hétérogène. Les plages sodiques ont une taille variable de 1 à 150 microns, mais les facules d'albite peuvent elle-mêmes être hétérogènes et présenter des plages de la taille du micron, riches en élément potassique.

Notons enfin que certains feldspaths potassiques qui semblaient homogènes au microscope ont montré une distribution alternée en K et Na, alors que d'autres, qui paraissaient hétérogènes (exemple : bordure de feldspath potassique limpide) sont en réalité homogènes et présentaient une distribution régulière du K.

./.

2.3. Les Phyllites

2.3.1. La chlorite

La chlorite se trouve dans presque toutes les roches, mais avec des caractères (optiques et structuraux) et une abondance variables. Les cristaux de chlorite sont généralement peu orientés. Ce fait peut résulter de sa cristallisation tardive : elle est souvent présente dans des zones de sous-pression, à l'"ombre" de phénocristaux. Mais, dans d'autres cas, il peut s'agir d'une relative résistance à la transposition : elle forme souvent des microlithons à la charnière de plis 2 ou 3.

Sur les images ioniques nous voyons que les principaux éléments : Al, Mg, Fe et le Li en traces, sont uniformément répartis, même si la plage étudiée englobe des cristaux de natures diverses (calcite, séricite, quartz).

2.3.2. La biotite ancienne

La biotite ancienne est rétromorphosée par le métamorphisme alpin par chloritisation ou par décoloration et transformation en mica blanc mais avec destruction du réseau cristallin instable : des lamelles de séricite peuvent être orientées à 90° de l'allongement initial du cristal de biotite (cf Michard 1967).

2.3.3. Les micas blancs

Optiquement, on ne peut distinguer que deux types : de très petites lamelles du type "séricite" et de grandes lamelles (millimétriques) de type muscovite. La plupart ont une teinte vert-pâle qui incline à les considérer comme de composition phengitique.

Ces micas sont en général des minéraux orientés suivant deux directions principales définies par les phases de déformation 1 et 2, accessoirement selon S3. La plupart se disposent parallèlement dans des plans qui sont également ceux du litage stratigraphique. Cette orientation cristalline donne naissance à une schistosité cristallophyllienne parallèle à la stratification : c'est la foliation S1 ou S1-2.

La recristallisation des phyllites se poursuit en effet durant la phase 2 de déformation : si nous observons des micas orientés parallèlement à la stratification et courbés dans des microplis 2, la plupart sont transposés dans la schistosité S2 et s'y trouvent entièrement cicatrisés ; ils y présentent souvent une grande taille.

L'analyseur ionique nous conduit à reconnaître ici les trois termes de micas blancs qui sont optiquement presqu'identiques (Bocquet 1974, Dunoyer et Hickel, 1972) :

./.

muscovite, phengite et paragonite. Le mica le plus fréquemment observé est une muscovite phengitique, sous forme de séricite. Mais de la paragonite semble aussi présente, étroitement associée à de la margarite. Cependant, des analyses chimiques et des études de diffractométrie seraient nécessaires pour confirmer la présence de cette association paragonite-margarite et également la nature phengitique d'une partie au moins des muscovites.

De grands cristaux de "muscovite" et de petits cristaux de "séricite" ont été analysés. Si une étude du spectre a été possible pour les paillettes de muscovite, la taille des cristaux de séricite ne nous a permis qu'une étude de répartition par images ioniques.

Sur le spectre étudié sont apparus les éléments majeurs K, Al, Si, Mg. La présence de l'élément Mg dans le réseau cristallin de la muscovite caractérise la tendance phengitique du mica (Deer et al; 1969) qui peut être désigné, du moins provisoirement, comme muscovite phengitique. Les éléments Ba et Ti, en quantité non négligeable, entreraient dans la structure cristalline de ce mica blanc par substitution du K et de l'Al.

Les images ioniques du grand cristal dont le spectre a été précédemment analysé, nous donnent une répartition homogène des éléments Si, Al, Ba, K, Ti, alors que la répartition du Mg se fait suivant des bandes parallèles à l'allongement du minéral. Ainsi, donc, les images ioniques révèlent un cristal de muscovite composé de bandes parallèles plus ou moins magnésiennes (et sans doute plus ou moins phengitiques). Nous constatons d'ailleurs que les bandes les plus riches en Mg se trouvent au bord du minéral, au contact d'une plage fortement magnésienne de chlorite. Il y aurait donc eu échange du Mg entre la chlorite et la muscovite.

Les images ioniques des paillettes de séricite montrent que les micas blancs contiennent également en abondance les éléments K, Si et Al.

Trois autres échantillons analysés ont révèlé avoir des micas blancs contenant les éléments Si, Al, K, Mg, Fe correspondant à la composition chimique de la phengite. L'élément Ca est également présent en traces : il peut s'agir de Ca substitué au K de la phengite ou d'une impureté contenue dans le cristal (cf Bocquet, 1974, p 38). Deux des échantillons étudiés ont fait apparaître ces paillettes incluses dans un site siliceux (quartz).

./.

Marsteau
-sod
la taille des cristaux
étude du spectre à
et de petits cristaux

Sur certaines images ioniques nous remarquons que la plage micacée renferme deux types de micas :

- l'un caractérisé par les éléments Al, Fe, K, Mg, Si de la phengite,

- l'autre qui contient les éléments Si, Na, Al, Ca, Mg.

Cette plage micacée où apparaissent à la fois Na et Ca se composerait d'une solution solide de Margarite et de paragonite (cf Bocquet p 393, 1974).

2.4. Le chloritoïde

2.4.1. Etude optique

Ce sont des minéraux que l'on trouve spécialement dans les schistes du Permien inférieur de la zone briançonnaise interne du Val Grana. La nature hyperalumineuse de ces schistes est indiquée par leur minéralogie et l'analyse chimique (cf par. 1-3, analyses n° 3 & 5, fig. 46). Les cristaux de chloritoïde se présentent essentiellement sous forme de rosettes qui ne semblent pas affectées par les déformations 2 et 3 puisque la schistosité S2 plissée par des plis 3 est incluse à l'intérieur de certaines de ces rosettes.

Cependant, on rencontre aussi des cristaux de chloritoïde sous forme de tablettes aplaties dans le plan de feuilletage S2. Ces tablettes peuvent être flexurées ou brisées par la phase tectonique 3.

2.4.2. Analyse ionique

L'étude du spectre et des images des cristaux du chloritoïde dégage le caractère hyperalumineux et la forte teneur en fer de ce minéral dont les autres éléments (Si, Mg) de la structure cristalline sont très peu marqués.

./.

2.5. La lawsonite

La Lawsonite a été mise en évidence principalement dans des roches prasinitiques. L'étude microscopique permet de penser que les lawsonites n'ont pas cristallisé au même moment par rapport à la génèse de la schistosité S2.

Dans certains échantillons, les lawsonites présentent deux générations :

- l'une est orientée dans la schistosité S2,

- l'autre, légèrement oblique par rapport à S2, avec des cristaux sensiblement parallèles entre eux.

Ces deux générations de lawsonite seraient le résultat d'une cristallisation en deux épisodes :

- l'un antérieur à la phase tectonique 2 et, vue l'orientation privilégiée des cristaux apparemment contemporain de la formation de la foliation métamorphique S1,

- l'autre contemporain de la phase tectonique 2 amenant de nouvelles cristallisations dans S2 et une transposition partielle des tablettes de lawsonite précédentes dans la schistosité S2.

Dans la plupart des échantillons, nous observons des tablettes de lawsonite cassées et dont les débris s'alignent dans la schistosité S2 en formant une "granulation".

./.

2.6. La tourmaline

2.6.1. Etude optique

La tourmaline, de teinte brunâtre ou verdâtre, peut, dans certains schistes permiens, se montrer abondante et se disposer préférentiellement dans certains lits. Ces tourmalines restent de taille inférieure à 100 microns. Elles sont toutes zonées : le centre est de couleur brun foncé, la bordure plus claire.

2.6.2. Analyse ionique

Le spectre réalisé sur un cristal de tourmaline signale des éléments B, Na, Mg, Al, Si en abondance, alors que les éléments Be et Fe sont en traces. Les éléments chimiques présents dans la structure de la tourmaline correspondraient à ceux d'une tourmaline magnésienne ou Dravite.

Les images ioniques nous donnent une répartition homogène pour ces mêmes éléments. Mais le Ca, qui n'était pas apparu sur le spectrogramme, se révèle être présent et responsable de la zonation du cristal.

L'image du Ca montre trois zones de concentration afférente :

- un centre très calcique,
- une zone moyenne où le Ca est pratiquement absent,
- une zone en bordure où l'élément Ca est de nouveau présent, mais en quantité inférieure au noyau.

Ces trois zones correspondraient à des croissances successives du minéral avec soit une fluctuation de la concentration en Ca, soit une influence conjointe de cette concentration, de la pression et de la température.

./.

3. ESSAI D'INTERPRETATION

3.1. Les paragenèses successives

Les paragenèses successives s'établissent en fonction des relations des minéraux entre eux et avec les phases tectoniques. Ainsi, notre étude des relations entre les cristallisations et les déformations pénétratives et l'étude pétrographique nous permettent de définir trois paragenèses successives :

- dans la première, ont dû être stables le chloritoïde, le mica blanc, la lawsonite,

- une paragenèse à actinote, chlorite, chloritoïde, albite succède à la précédente,

- une paragenèse tardive à albite, chlorite et chloritoïde semble clore les paragenèses liées au métamorphisme alpin.

Signalons la présence d'une paragenèse magmatique antérieure au métamorphisme alpin. A cette paragenèse sont associés le feldspath-sodi-potassique, le quartz rhyolitique et les plagioclases calco-sodiques éruptifs. Ces minéraux ont subi les phases successives du métamorphisme alpin qui se traduit par une rétromorphose des plagioclases éruptifs, une albitisation et un accroissement des feldspaths alcalins et une recristallisation des quartz rhyolitiques.

3.2. Chronologie des évènements tectono-métamorphiques (voir fig. 49)

Le métamorphisme de HP et BT débute avant que la phase tectonique 2 n'apparaisse. L'orientation cristalline des minéraux du début de ce métamorphisme détermine une foliation S1, résultat probable de la surcharge et peut-être du mouvement des nappes de charriage (Ellenberger 1960, Lefèvre et Michard, 1976). La phase de déformation 2 qui accompagne les paragenèses plus tardives dans le faciès métamorphique à lawsonite et chloritoïde, persiste avec l'apparition des paragenèses caractéristiques du faciès des "schistes verts". La cristallisation des minéraux du faciès "schistes verts" se prolonge après la phase 3 dite de rétrocharriage.

./.

Déformations successives	Paragenèses	Faciès métamorphiques	Episodes tectoniques
Plissement 4 Plis ouverts, fractures et basculements			fractures
	3ème paragenèse métamorphique à albite-chlorite-chloritoïde	Faciès des schistes verts	Retrocharriage
Plissement 3 antiformes et synformes déversés vers le N E	2ème paragenèse métamorphique à actinote-chlorite-chloritoïde-muscovite (séricite)		Serrage
Plissement 2 Plis isoclinaux avec foliation métamorphique S_2 et grands cisaillements	1ère paragenèse métamorphique à mica blanc (phengite) lawsonite-chloritoïde	Faciès des schistes à lawsonite	Charriage
Foliation métamorphique S 1	paragenèse magmatique avec quartz rhyolitique feldspath potassique et plagioclase éruptif		cristallisation magmatique et dépôts sédimentaires

Fig. 49 - Tableau récapitulatif des différents évènements tectono-métamorphiques

V. CONCLUSIONS GENERALES

1. RESULTATS D'ORDRE STRATIGRAPHIQUE

L'analyse des coupes stratigraphiques effectuées dans la zone briançonnaise interne du Haut Val Grana nous a permis de reconstituer une série siliceuse d'âge supposé Carbonifère supérieur à Werfénien et dont les principaux éléments sont, de bas en haut :

- Pour le Carbonifère supérieur

  . des phyllades anthracifères et charbonneuses auxquelles succèdent des schistes conglomératiques,

  . un complexe de tufs rhyodacitiques gris-verts ou verts,

  . une série de schistes graphiteux noirs plus ou moins conglomératiques.

- Pour le Permien

  . une série schistogréseuse conglomératique,

  . un complexe volcano-détrique basique,

  . un complexe volcanique acide dont la base est imbriquée dans la série précédente,

  . un complexe détritique volcanique de mieux et mieux trié et comprenant :

    - des anagénites,
    - des quartzites conglomératiques
    - des quartzites fins blancs dont le sommet, verdâtre, marque le Werfénien supérieur.

La série calcaro-dolomitique d'âge triasique nous fournit une série, ici très incomplète, mais comparable à celle du M. Boulliagna et comportant :

- la zone à silex et les passées schisto-dolomitiques de l'Anisien,

- la zone schisto-dolomitique à patine orange et cassure verte et les dolomies en plaquettes du Ladinien.

./.

2. RESULTATS D'ORDRE TECTONIQUE ET METAMORPHIQUE

La zone briançonnaise siliceuse du Haut Val Grana a été impliquée dans au moins quatre phases de déformation. Les trois dernières au moins sont assimilables aux phases II à IV décrites par Caron et al dans les Schistes lustrés, comme l'avait admis Schumacher (1972).

Dans l'évolution tectono-métamorphique des unités briançonnaises, nous avons distingué les étapes suivantes :

- un épisode de métamorphisme HP et BT développant une paragénèse à chloritoïde-mica blanc et lawsonite, dont l'orientation des minéraux détermine la foliation métamorphique S1 parallèle au litage stratigraphique. Cet épisode pourrait être contemporain de la mise en place des nappes de charriage,

- une phase tectonique 2 marquée par des plis isoclinaux de direction approximative NNW-SSE et par des cisaillements dans l'empilement des nappes briançonnaises. Cette phase de déformation 2, qui débute lors du métamorphisme HP et BT, se prolonge durant le métamorphisme de faciès "schistes verts" qui fournit une paragenèse à actinote - chlorite - chloritoïde - albite et muscovite,

- une phase tectonique 3 à antiforme et synforme déversées vers le NE, du moins dans toute la partie interne de cette zone, et de direction axiale NW-SE. Cette déformation 3 est associée aux mouvements de rétrocharriage et au déversement d'une partie des unités briançonnaises vers le NE. Elle s'achève avec des cisaillements plats. Les recristallisations métamorphiques du faciès "schistes verts" fournissent une paragenèse à albite, chlorite et chloritoïde,

- une phase tardive 4 marquée par des plis ouverts et des fractures à toutes échelles.

La coaxialité des trois dernières phases de déformation (2,3 & 4) tendrait à montrer l'enchaînement de ces déformations ; les "phases" ne seraient que des épisodes successifs d'une déformation tectono-métamorphique continue caractérisée par une σ 1 de direction approximative NE-SW.

./.

ANNEXE

L'analyse ionique - d'après R. Lefèvre (1975)

Le microanalyseur ionique SMI 300 (Cameca) permet de réaliser :

- des clichés de la répartition des différents ions à la surface d'une préparation pétrographique dans un champ de 250 microns de diamètre, avec un pouvoir de résolution de 1 micron,

- de relever le spectre complet des ions secondaires émis par une plage ayant un diamètre moyen de 60 microns.

1. PRINCIPE DU MICROANALYSEUR IONIQUE -mis au point par G. Slodzian-

Le bombardement d'un échantillon solide par un faisceau primaire d'ions accélérés provoque la pulvérisation cathodique de sa surface : une partie des atomes ou groupements d'atomes ainsi arrachés est sous forme ionisée. Ces ions secondaires sont caractéristiques des divers éléments présents à la surface de l'échantillon et peuvent donc servir à l'analyse chimique locale de cette surface. Comme il s'agit de particules matérielles, on peut leur appliquer les méthodes analytiques de la spectrographie de masse.

Les ions secondaires qui émergent de la surface de l'échantillon avec une énergie relativement faible, sont accélérés au moyen d'une lentille électrostatique à émission qui les focalise en formant une image globale réelle et agrandie de la surface de l'échantillon.

Un spectrographe de masse approprié décompose cette image globale en autant d'images élémentaires qu'il y a de particules ionisées (mono ou polyatomiques) de masse différente : une première déflexion effectue un tri en fonction de la quantité de mouvements des particules qui sont ensuite sélectionnées par une fente qui n'admet que les particules répondant aux conditions fixées par le champ magnétique du spectrographe. Une réflexion sur un miroir électrostatique permet une deuxième sélection en fonction de l'énergie des particules. Une seconde déflexion fait sortir le faisceau du spectrographe dans l'alignement du faisceau ionique secondaire qui y était entré.

Après son passage dans le spectrographe de masse, l'image filtrée d'une masse donnée est dirigée vers un convertisseur d'images qui transforme les ions en électrons. Ces derniers sont orientés soit vers un écran fluorescent permettant l'observation dans une loupe binoculaire, soit vers un film photographique pour prises de vues.

./.

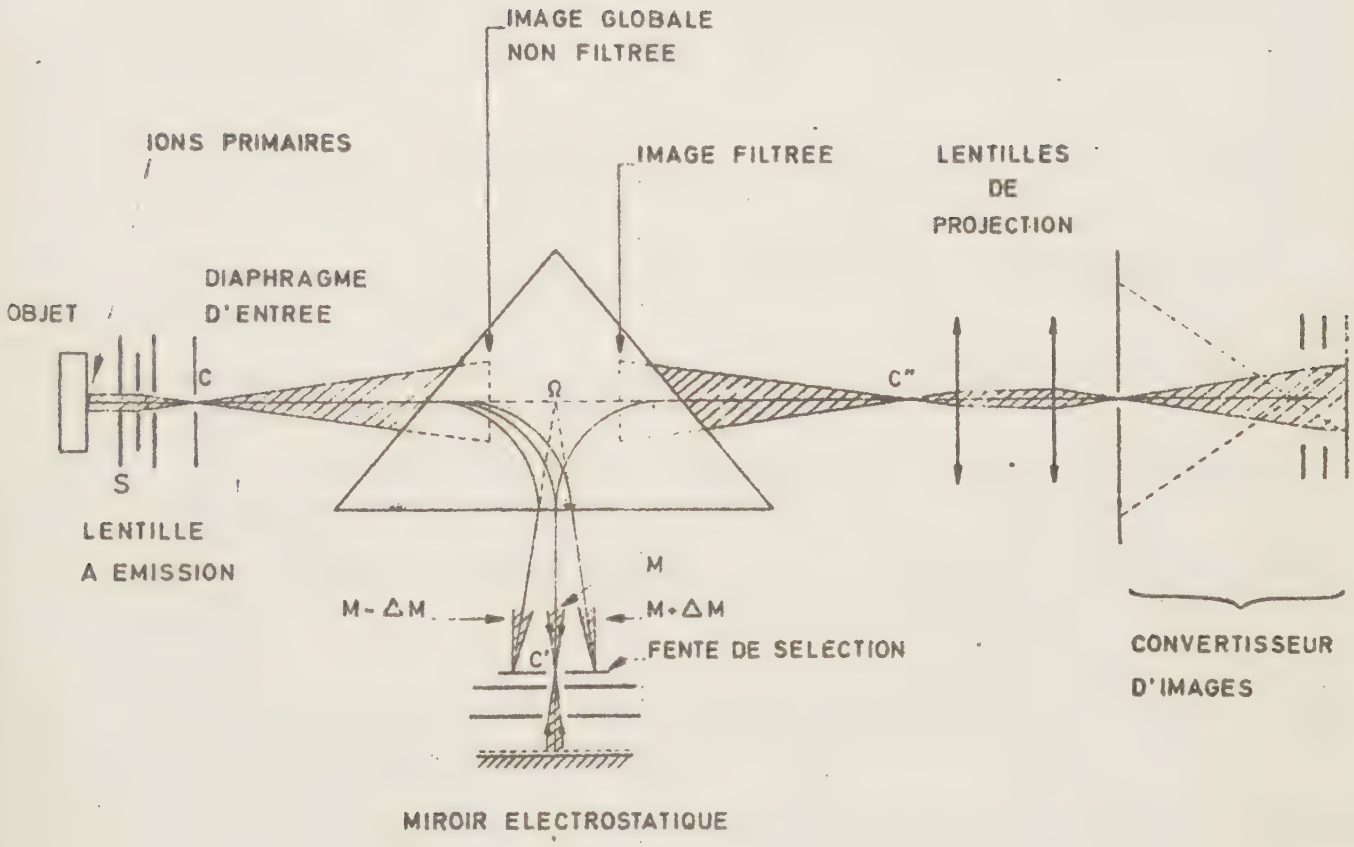


Fig. 50: Schéma du principe du microanalyseur ionique.

Dans une seconde utilisation, on peut faire varier continuellement le champ magnétique du spectrographe de masse et enregistrer les courants ioniques correspondant aux masses successives défilant dans la fente de sélection. On obtient ainsi un spectrogramme des masses présentes sur une surface donnée de l'échantillon. Cette utilisation permet une exploration systématique de l'ensemble de la classification périodique des éléments chimiques rapide, révélant souvent la présence inattendue de l'un d'eux.

Ainsi, donc, l'analyseur ionique peut être utilisé soit comme un microscope ionique fournissant des images de répartition des éléments chimiques, soit comme un spectrogramme des masses présentes sur une surface donnée de l'échantillon.

2. PERFORMANCES ET LIMITES ACTUELLES DU MICROANALYSEUR IONIQUE

Le microanalyseur ionique fournit des informations aux caractéristiques suivantes :

- le pouvoir séparateur spatial en surface est meilleur que le micron pour un champ objet de 250 microns,

- le pouvoir séparateur spatial en profondeur est de l'ordre de 50 à 100 microns car il n'y a pas de pénétration diffuse des ions.

Mais si l'emission ionique secondaire fournit le principe d'une excellente microscopie chimique, l'analyse quantitative n'est pas encore actuellement possible.

- le faisceau ionique secondaire transporte à côté d'ions mono-atomiques de masse donnée M des ions polyatomiques de masse totale M , mais formés par la combinaison de masses plus faibles.

- la nature des liaisons chimiques au sein de l'échantillon étudié influence de façon importante le mécanisme même d'émission ionique secondaire.

- l'intensité du faisceau ionique secondaire dépend de la proportion d'ions secondaires émis par rapport au nombre d'atomes arrachés, mais encore de la vitesse de pulvérisation qui dépend à son tour de la nature du bombardement primaire et de son orientation par rapport au réseau cristallin.

- nos échantillons isolants écoulent mal les charges électriques accumulées à leur surface par le faisceau ionique incident ou par le départ des ions secondaires et il en résulte des effets de charges qui altèrent la qualité des clichés et simulent des renforcements ou des déficits de concentration.

./.

3. TECHNIQUE DE PREPARATION DES ECHANTILLONS

Les techniques de préparation des échantillons destinés à l'analyse ionique sont :

- la confection dans la roche à étudier d'une lame mince transparente (20 à 30 microns) de façon à permettre un examen des minéraux au microscope optique en lumière naturelle et lumière polarisée,

- le découpage après repérage au microscope des zones à analyser , de petites pastilles de 16 mm de diamètre entrant dans le porte-échantillons de l'analyseur ionique,

- un polissage métallographique à la pâte diamantée de granulométrie égale à 0,5 micron pour obtenir une surface parfaitement polie,

- un nettoyage par ultrasons dans l'acétone afin de dépoussiérer et dégraisser la surface de la rondelle,

- l'évaporation d'une grille en aluminium à la surface de l'échantillon pour la rendre conductrice afin d'éliminer les charges électriques produites par les ions primaires et l'émission ionique secondaire. L'évaporation se fait en deux temps au travers des rainures espacées de 150 microns d'un cache en nickel. La seconde évaporation dépose des barreaux d'aluminium à 90° de ceux de la première évaporation. Ces évaporations se font sous vide secondaire en mettant la quantité d'aluminium à évaporer dans un serpentin de tungstène dans lequel on fait passer un courant électrique qui l'échauffe.

TABLE DES FIGURES

	Pages
1. Schéma structural simplifié des Alpes franco-italiennes	5
2. Schéma structural des Alpes Cottiennes méridionales	6
3. Schéma oro-hydrographique en Val Grana	8
4. Carte de localisation des coupes stratigraphiques	13
5. Coupes stratigraphiques	15
6. Eléments stratigraphiques du Trias calcaro-dolomitique	20
7. Le massif calcaro-dolomitique Viridio-Viribianc & Rocca Parvo	22
8. Stratigraphie de la zone briançonnaise interne en Val Grana	24
9. Structures 2 & ? associées	29
10. Plis 3 de style variable	31
11. Reprise d'éléments pré-existants dans les roches étudiées	33
12. Dispersion de la linéation L2 dans une antiforme P3 déversée vers le nord-est et de type concentrique	36
13. Dispersion de la linéation ancienne L2	38
14. Localisation des plis analysés	39
15. Reprise d'une linéation L2 par un pli 3 de type concentrique	41
16. Dispersion d'une linéation 2 par un pli 3 de type semblable	41
17. Reprise de la linéation L2 par des plis 3 de type concentrique	42
18. Reprise d'une linéation L2 par des plis serrés 3	44
19. Schéma de plis conjugués 3	44
20. Reprise d'un pli 3 de type semblable par un pli 4 de type concentrique	45
21. Relations entre les structures planaires des phases de déformation 2, 3 & 4	47
22. Reprise de plis 2 par une synforme 3	47

./.

Pages

23/24. Reprise de plis 2 par des déformations postérieures 48

25/26. Coupes de plis 2 repris par des phases postérieures 48

27. Stéreogramme réalisé sur un pli 2 de la fig. 26 50

28. Reprise par glissement d'une linéation L2 d'intersection dans des plis 3 sub-similaires 50

29. Reprise d'une linéation L2 par un pli 3 de type concentrique 51

30. Reprise d'une linéation L2 et d'une linéation L3 par des plis 4 concentriques 51

31. Plis dissymétriques 3 et kinkbands 4 52

32. Reprise d'une linéation L2 par des plis 3 de type concentrique 52

33. Reprise des linéations L2 et L3 et de la schistosité S3 par des plis concentriques 54

34. Reprise de la linéation L3 par des plis P4 de type concentrique 54

35. Reprise des éléments de phases 2 et 3 par des ondulations 4 55

35bis L'ellipsoïde des déformations finies durant les phases 2 et 3 57

36. Schéma structural de la zone briançonnaise du Val Grana 59

37. Stratigraphie des diverses nappes briançonnaises en Val Grana 60

38. Carte de localisation des coupes tectoniques 62

39. Coupes tectoniques dans l'ouest du secteur 64

40. Panorama de la crête Sud de la Cima Viribianc, du sommet 2411m et du colle Viribianc 66

41. Stéreogramme de l'antiforme du Colle Viribianc 68

42. Panorama du versant Nord-est de la Cima Viribianc avec son schéma interprétatif 69

43. Coupes tectoniques dans l'est du secteur étudié 71

44. Coupes synthétiques et interprétatives du secteur étudié 74

45. Carte de localisation des analyses chimiques 77

46. Tableau des résultats d'analyses chimiques 79

47. Caractérisation géochimique des métavolcanites permiennes de la zone briançonnaise interne sur un diagramme "quartz-feldspaths" 81

48. Diagramme ternaire "quartz-albite-orthose" 83

49. Tableau récapitulatif des différents événements tectonométamorphiques 95

50. Schéma du principe du microanalyseur ionique 99

BIBLIOGRAPHIE

BARBIER R., BLOCH J.P. et al (1963) : Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. Livre Mémoire Prof. Fallot. Mem. h.s. S.G.F., p. 331-337

BLOCH J.P. (1965) : Le Permien du domaine briançonnais anté-triasique. Atti del Symposium sul Verrucano. Pisa Settembre. p.99-115

BLOCH J.P. et BOITEAU A. (1971) : Trias briançonnais et Trias Ligure : précisions stratigraphiques. C.R. Acad.Sc.Paris, t. 272, n° 4

BOCQUET J. (1974) : Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse Sciences, Grenoble

BOITEAU A. (1971) : Un exemple de la tectonique des Alpes Ligures : la région du Monte Carmo (Italie). Géologie Alpine. t. 47, p 117-132

BOYER C. (1974) : Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif Armoricain. Thèse Doct. Etat, Orsay, 383 p.

BOYER C., HAVETTE A. & WILHELMS (1973) : Sur des feldspaths noirs non magnétiques dans les paléovolcanites acides de Vendée. C.R.Acad.Sc.Paris, ser. D, t.277

CARON J.M. (1973) : Les glissements synschisteux dans les Schistes lustrés piémontais (Alpes cottiennes septentrionales, France et Italie). Leurs liaisons avec les rétrocharriages. Sc. Géol. Bull. Strasbourg, 26, 2-3, p. 259-278

CARON J.M. (1974) : Rapports entre diverses générations de lawsonite et les déformations dans les Schistes lustrés des Alpes Cottiennes septentrionales (France et Italie). B.S.G.F. (7) XVI, p. 255-263

CARON J.M., JEANNETTE D. (1975) : Cisaillements et cristallisation dans les roches métamorphiques, interprétation de quelques microstructures. B.S.G.F. (7) XVII, 5., p. 708-719

CARON J.M., SCHUMACHER F., TRICART P. (1973) : Chronologie et évolution longitudinale des structures dans les Schistes lustrés piémontais des Alpes Cottiennes (France et Italie) Sc. Géol. Bull. Strasbourg, 26-23, p. 245-258

CLOCCHIATTI R. (1975) : Les inclusions vitreuses dans les cristaux de quartz. Etude optique, thermo-optique et chimique. Applications géologiques. Thèse Doct. Etat Orsay. Mém. S.G.F. n.s., n° 122

CLOCCHIATTI R., CUIF J.P , HAVETTE A., LEFEVRE R. & SLODZIAN G. (1973) : Sur quelques problèmes géologiques abordés par microanalyse ionique. 1ère réunion annuelle des Sciences de la Terre, Paris

COLLOMB P. (1969) : Méthode générale d'analyse structurale et régionale des bâtis cristallophylliens. Initiation à la structurologie. Cours C3 Géol. Struct. et Appl., Orsay

./.

DEBELMAS J. (1955) : Contribution à la connaissance du Massif de Peyre-Haute au S de Briançon (H.A.) : les montagnes de l'Alpavin et de l'Agnelil. Bull.Serv. Carte Géol. Fr., n° 246 B, t. 53

DEBELMAS J. (1963) : Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes T L G G, t. 39, p. 125

DEBELMAS J. (1966) : Progrès récents et perspectives nouvelles de la géologie des Alpes occidentales franco-italiennes. Ann. Soc. Géol. Belgique, t. 89, Bull. 9

DEBELMAS J. (1974) : Géologie de la France.
2. Les chaines plissées du cycle alpin et leur avant-pays. Doin Edit. Paris

DEBELMAS J., LEMOINE M. (1957) : Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de La Varaita (Alpes Cottiennes, Italie). C.R.Som. S.G.F., p. 38-40

DEBELMAS J., LEMOINE M. (1961) : Contribution à la connaissance de la partie orientale du Massif de Peyre Haute (zone briançonnaise au S de Briançon). Le Massif du Beal Traversier et ses alentours. Feuille de Guillestre au 50.000. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 269, t. LIX, p. 265

DEER HOWIE & ZUSSMAN (1969) : An introduction to the rock forming minerals. Ed. Longmans

DUNOYER de SEGONZAC G. et HICKEL D. (1972) : Cristallo-chimie des phengites dans les quartzites micacées métamorphiques du Permo-Trias des Alpes piémontaises. Sci. Géol. Bull., 25, p 201-229

DURNEY D.W. (1972) : Deformation history of the Western Helvetian nappes. Valais. Switzerland. Thesis, University of London, 327 p.

ELLENBERGER F. (1958) : Etude géologique du pays de Vanoise. Mém. Carte Géol. Fr.; Thèse Doct. Etat Paris 1956, 560 p

ELLENBERGER F. (1960) : Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en Haute Maurienne (Savoie). B.S.G.F., (7), t. II, p. 190-194

ELLENBERGER F. (1960/1963) : L'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe : la Vanoise un géanticlinal métamorphique. Livre à la Mémoire du Prof. P. Fallot, t. II, p. 383-393

ELLENBERGER F. : Cours de C3 de Géologie structurale et appliquée. Orsay

FABRE J. (1961) : Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). Mém. B.R.G.M. n° 2

FABRE J. (1961) : Remarques complémentaires sur la zone houillère en Haute Tarentaise (feuilles de Moutiers et de Ste Foy Tarentaise au 50.000e). Bull.Serv.Carte Géol. Fr., n° 204, t. LIX, p. 215

FEYS R. (1963) : Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Htes Alpes). Mém. B.R.G.M., n° 6

./.

FRANCESCHETTI B. : Carta geologica dell'Argentera. Note illustrative, p. 55

FRANCESCHETTI B.(1959) : Observazioni sulla tectonica della regione del Monte Oserot fiancosinnestro della valle Stura di Demonte fra Pontebernado e Bersezio, Alpi Marittime). Rend Acc. Naz. Lericei, ser. 8, 26, 533-541, 2 tt.

FRANCESCHETTI B. (1960) : Nuove observazioni sulla geologia della regione montuosa posta a nord dello Stura di Demonte fra Pietra e Bersezio (Alpi Marittime). Rend. Acc. Naz. Liricei, ser. 8, 29, 87-94, 1t.

FRANCESCHETTI B. (1961) : Considerasioni preliminari sui processi di erosione e di demolizione della zona montuosa compressa fra le celte valli della Maira e della Stura di Demonte. Atti 18e Congr. Geogr. It., Trieste, 11 p., 2 tt.

FRANCHI S. (1898) : Relazione sul rilevamento compiuto nelle campagna geologica nel 1897. R.R.C.G.I.

FRANCHI S. (1929) : Sulla tettonica dell Alpi cozie franco-italiane. Mem. descr. Carta geol. Itali., vol. XXII

GASTALDI B. (1878) : Sui rilevamento geologia fatti nelle alpi piemontese durante la campagna del 1877. Lettera del Socio B. Gastaldi al Presidente Osella

GAY M. (1971) : Le Massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Thèse Lyon, inédit.

GIDON M. (1956) : Les rapports entre Schistes lustrés et terrains briançonnais en Haute Ubaye (Basses Alpes). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 242, p. 154

GIDON M. (1962) : La zone briançonnaise en Haute Ubaye (Basses Alpes) et son prolongement au S. Mém. pour servir à l'explication de la carte géologique de la France

GIDON M. (1964) : Contribution à la connaissance de la zone briançonnaise au S de Guillestre (Htes Alpes) : les montagnes de Vars (feuilles d'Embrun au 50.000è et de Gap au 80.000è). Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 278, t. LXI

GIDON M. (1972) : Les chaînons briançonnais et subbriançonnais de la rive gauche de la Stura entre Bersezio et le Val de l'Arma (province de Cunéo, Italie). Géologie alpine, t. 48, fasc. 1, p. 87-120

GRAZZINI M. & LEFEVRE R. (1975) : Corrélations entre les analyses de minerais silicatés effectuées par diffraction électronique, microanalyse ionique et microanalyse électronique. Journal de Microscopie et de Biologie Cellulaire. Vol. 22

GREBER C. (1966) : Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. Mém. B.R.G.M., n° 21

GROLIER J. (1961) : La projection stéreographique et ses applications en géologie. Rev. Ind. Min., t. 43, 3, p. 1-26

GUILLAUME A. (1969) : Contribution à l'étude géologique des Alpes liguro-piémontaises. Doc. Labo. Géol. Fac. Sc. Lyon, n° 30

HAVETTE A. (1973) - Limites de détection par l'analyseur ionique des éléments d'un minéral ou d'un verre volcanique. 1ère Réunion annuelle des Sciences de la terre

HAVETTE, LELIET A. (1974) : Examen de certains problèmes méthodologiques posés par l'utilisation de l'analyseur ionique en géologie. Applications à l'étude de quelques sujets pétrologiques. Thèse 3è cycle, Orsay

LEBLANC D. (1962): Etude géologique de la région du col du Longet (Alpes Cottiennes franco-italiennes. Dipl. Etudes Supérieures, Paris, 82 p. Inédit

LEFEVRE R. (1962) Observations sur le Mésozoïque à faciès briançonnais des environs d'Acceglio (Alpes Cottiennes, Italie), découverte du Crétacé supérieur fossilifère. C.R. Acad.Sc.Paris, t. 254

LEFEVRE R. (1965) : Etude géologique de la terminaison méridionale de la bande d'Acceglio-Longet. Thèse 3e Cycle, Paris, Inédit

LEFEVRE R. (1965) : Les formations détritiques versicolores du Néopermien de la bande d'Acceglio Longet (Alpes Cottiennes franco-italiennes). Atti del Symposium sul Verrucano, Pisa. 1965

LEFEVRE R. (1968) : La structure et le style tectonique de la bande d'Acceglio en Val Maira (Alpes Cotiennes italiennes). Trav. du Labo. Géol. Fac. Sc. Grenoble, t. 44, p. 139-151

LEFEVRE R. : Travaux dirigés de Géologie alpine. Cours de Géologie Historique. Orsay

LEFEVRE R. (1973) : Microanalyse par émission ionique secondaire de pyroxène jadéitique d'âge alpin de la bande d'Acceglio (Alpes Cottiennes italiennes). Réunion extraordinaire S.G.F. sur le métamorphisme alpin, Grenoble 19/20 Nov.

LEFEVRE R. (1974) : Un ensemble allochtone Ultra-briançonnais disjoint : les nappes à faciès Acceglio. C.R.Acad.Sc.Paris, 278, 15

LEFEVRE R. (1975) : La microanalyse par émission ionique secondaire et son application aux tissus calcifiés humains. Journ. Microscopie et de Biologie cellulaire, vol. 22

LEFEVRE R. & MICHARD A. (1976) : Les nappes briançonnaises internes et Ultra-briançonnaises de la bande d'Acceglio (Italie), une étude structurale et pétrographique dans le faciès des 'Schistes bleus' alpins (en cours d'édition)

./.

LEMOINE M. (1962) : Observations nouvelles et considérations sur la signification des Ophiolites dans les Schistes lustrés du Queyras (Hautes Alpes) et des régions voisines. C.R.Som. S.G.F., p. 186

MALADORA (1967) : Guida alle escursioni del 66e Congresso della Societa Geologica Italiana. Torino-Cunéo-Massiccio delle Argentera.

MALADORA R. (1970) : Carta geologica delle Massiccio dell Argentera alla scala 1/50.000. Mem. della Soc. Geol. Italiana, vol. VII (1968) 29-36, 32 tt, vol. IX (1970) 557-663, 69 ff

MEGARD-GALLI J. (1968) : Etude stratigraphique et tectonique du Monte Boulliagnia (Haut Val d'Acceglio, Italie). Trav. du Labo. de Géol. Fac. Sc. Grenoble, t. 44, p. 281-322

MICHARD A. (1968) : Géologie générale de la zone d'Acceglio Longet dans la région de Bellino (Alpes Cottiennes, Italie). D.E.S. Paris, inédit

MICHARD A. (1959) : Contribution à l'étude géologique de la zone d'Acceglio-Longet dans la Haute Varaita (Alpes Cottiennes, Italie). B.S.G.F. (7)

MICHARD A. (1967) : Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes Cottiennes. Thèse Doct. Etat, C.N.R.S. Paris, 447 p

MICHARD A. : Cours de Géologie Alpine, Strasbourg 1968-1969

MICHARD A. & SCHUMACHER F. (1973) : Position des brèches et des Ophiolites dans les séries piémontaises des Vals Grana et Marmora (Alpes Cottiennes méridionales, Italie). C.R.Acad.Sc.Paris, 276, p. 3009-3012

MICHARD A. & VIALON P. (1965) : Permo-Trias, Permien s.l. et Permo-carbonifère métamorphisé des Alpes Cottiennes Internes, etc... Atti. Sympos. - Verrucano, Pise p. 116-135

PHILLIPS CF. (1955) : The use of the stereographic projection in structural geology. Arnold, edit. ltd. London, 73 p

PORTIS A. (1887) : Sulla scoperta delle piante fossili Carbonifere di Viozane nell alta valle del Tanaro. B.G.G.I. (2), VIII, n° 11-12, p. 417-420

RAMSAY J.G. (1967) : Folding and Fracturing of rocks. Mc Graw Hill Edit. 568 p.

DE LA ROCHE H. (1968) : Comportement différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires ; un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. C.R. Acad.Sc.Paris, t. 267

DE LA ROCHE H. (1972) : Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. Sciences de la Terre, t. XVII, n° 1-2, p. 31-66

RUHLAND M. (1970) : Cours de tectonique analytique. Strasbourg. Inédit

./.

SCHUMACHER F. (1972) : Contribution à l'étude structurale du Haut Val Grana (zones internes des Alpes Cottiennes, Italie). Thèse 3è cycle, Strasbourg

SLODZIAN G. (1964) : Etude d'une méthode d'analyse locale chimique et isotopique utilisant l'émission ionique secondaire. Thèse Doct. Etat, Orsay. Ann.Phys. 9-13

STEFANI C. (1887) : Il permano nell Apennin. B.S.G.I., VI, p. 55-62

TERMIER P. (1921) : Le bord occidental des Schistes lustrés dans la Haute Ubaye. B.S.G.F. (4), XXI, p. 286-296

TRICART P. (1973) : Tectoniques superposées dans les calcschistes piémontais du Ht Cristillan (Queyras, Alpes franco-italiennes). C.R.Acad.Sc.Paris, t. 276, p. 705-708

TRICART P. (1973) : Les Schistes lustrés du Ht Cristillan. Analyse tectonique d'un secteur externe du domaine piémontais (Alpes Cottiennes, France). Thèse 3e cycle, Strasbourg. 97 p.

ZACCAGNAD (1887) : Sulla geologia delle Alpi occidentali. B.C.G.I., XVIII, 8e vol. de la 2e série.

Punta dell Omo
M. Borel
2411
Viribianc
Viridio
Punta Parvo
Parvetto
Rocca Parvo
1

Monte Viridio
2

Punta Parvo
Viribianc
2411
Col Viribianc
Monte Borel
M. Bram
3

P L A N C H E I

Photo.1 - Panorama de la ligne de crête Punta-Parvo-Viridio-Viribianc - sommet 2411, Punta dell Omo et du versant droit du Haut Val Grana (vu du Mte Grosetta).

Photo. 2 - Panorama du versant N W du Mte Viridio vu de la Rocca Parvo.

Photo. 3 - Panorama de la ligne de crête Punta-Parvo-Viridio-Viribianc - sommet 2411, Monte Borel - Monte Bram et du versant gauche du vallone dell Arma (vu du Mte Gorfi).

1
2
3
4
5
6
8

PLANCHE II

1 - Plis 2 isoclinaux d'échelle métrique dans des prasinites rubanées (Route militaire de S. Magno).

2 - Pli 2 isoclinal d'échelle décimétrique tordu par des plis 3 et kinkbands tardifs 4 dans des schistes permiens situés au lieu dit Rio Passe.

3 - Reprise de la schistosité S_2 par des plis 3 développant une schistosité S_3 de crénulation.

4 - Pli 2 isoclinal d'échelle décimétrique dans des prasinites (route militaire de S. Magno).

5 - Synforme P_3 reprenant des plis P_2 (voir schéma explicatif fig. 22).

6 - Pli asymétrique 3 et kinkbands 4 dans des schistes permiens du Rio Passe.

7 - Pli 3 asymétrique dans des schistes de la Fontana Viervie.

8 - Pli 3 dans des prasinites rubanées (route militaire de S. Magno).

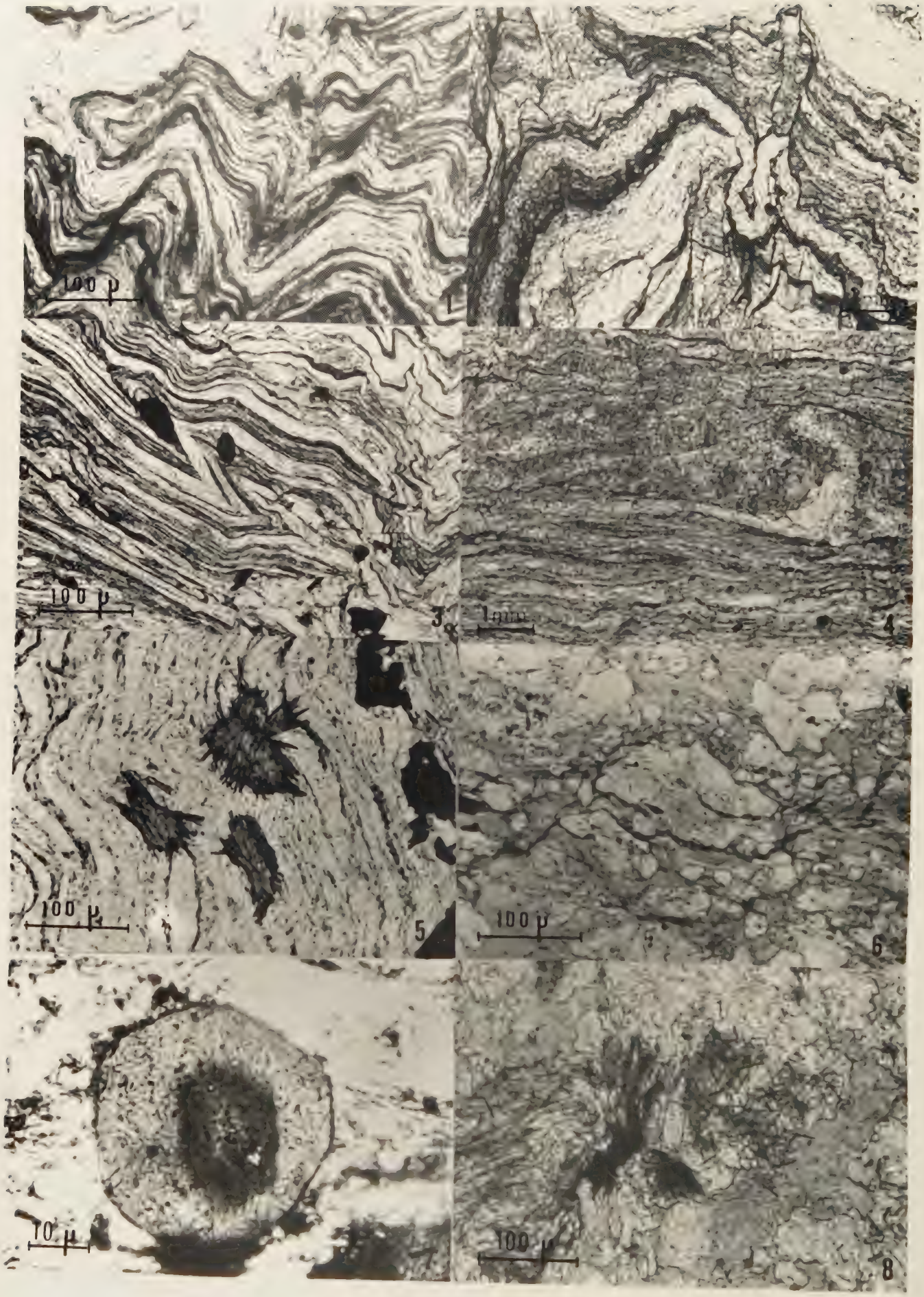

100 μ
1
2
100 μ
3
1 mm
4
100 μ
5
100 μ
6
10 μ
7
100 μ
8

PLANCHE III

1 - Pli 2 microscopique reprenant une foliation métamorphique S_1 et lui-même déformé par la phase de déformation 3.

2 - Pli 3 développant une schistosité S_3 de plan axial dans des schistes permiens.

3 - Cisaillement subparallèle à la schistosité S_2 de plan axial.

4 - Transposition de la schistosité S_2 par la S_3 avec présence de microlithons où la schistosité S_2 microplissée subsiste.

5 - Gerbes de chloritoïde fossilisant la schistosité S_2.

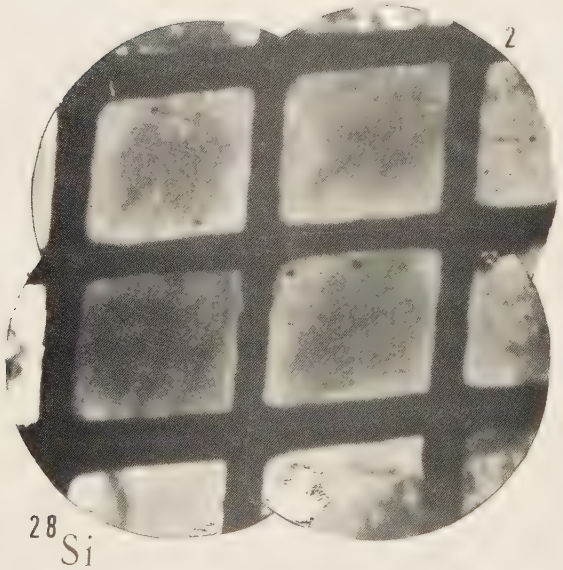
6 - Albite tardi-tectonique fossilisant des ondulations de phase 3.

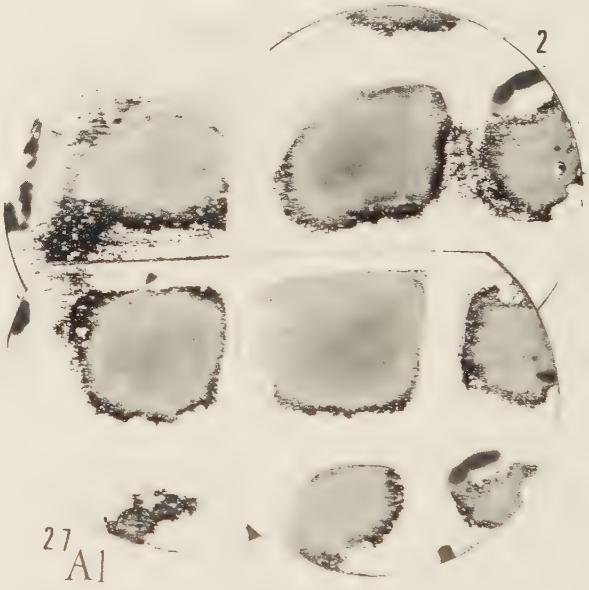
7 - Cristal de tourmaline zonée dans des schistes permiens.

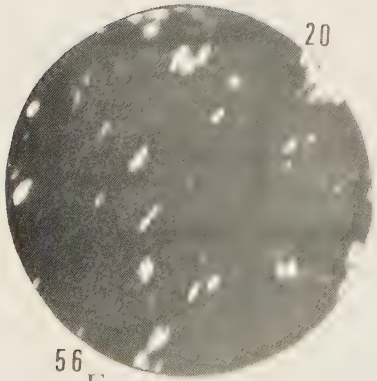
8 - Rutile maclé sagénite dans des prasinites.

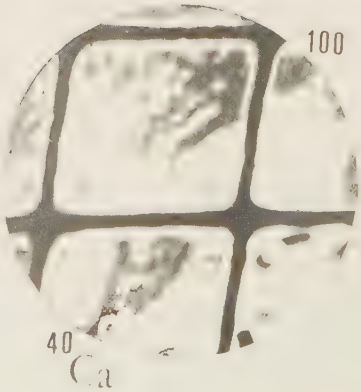
1/2
39K

1
23Na


2
28Si


2
27Al


20
56Fe
CaO


100
40Ca

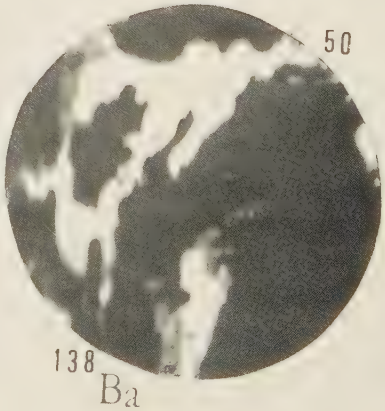

50
138Ba

PLANCHE IV

Microscopie ionique d'un cristal de feldspath sodi-potassique d'un prophyroïde sériciteux.

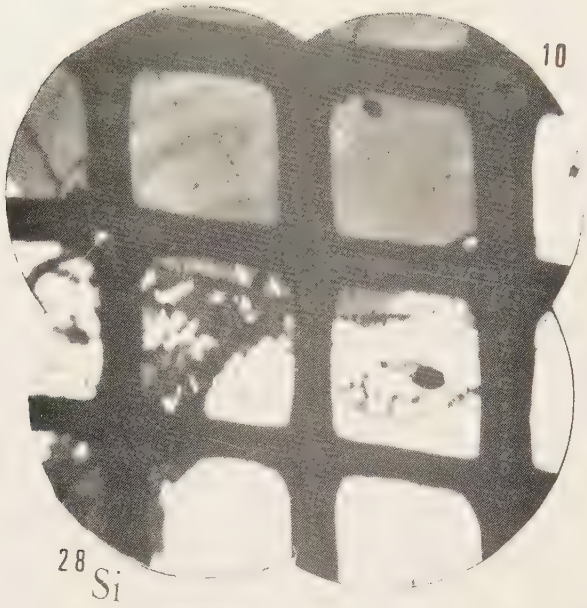
Répartition des ions K - Na - Si - Al - Ca - Ca O - Ba.

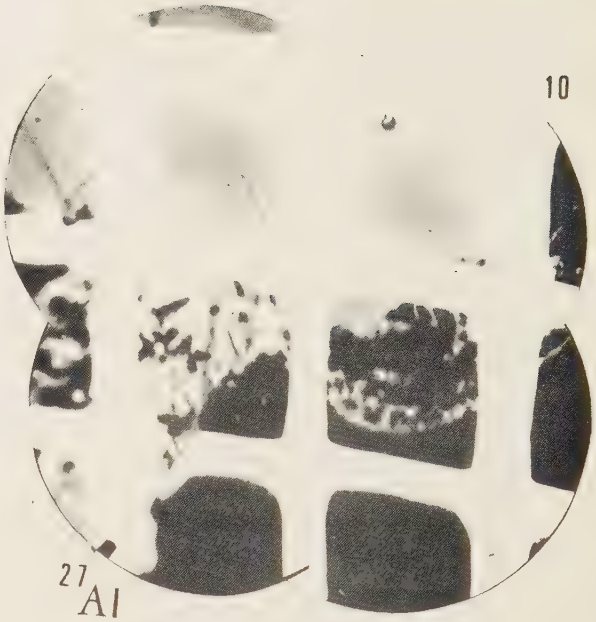
Les temps de pose respectifs sont indiquées sur les clichés en haut à droite en seconde.

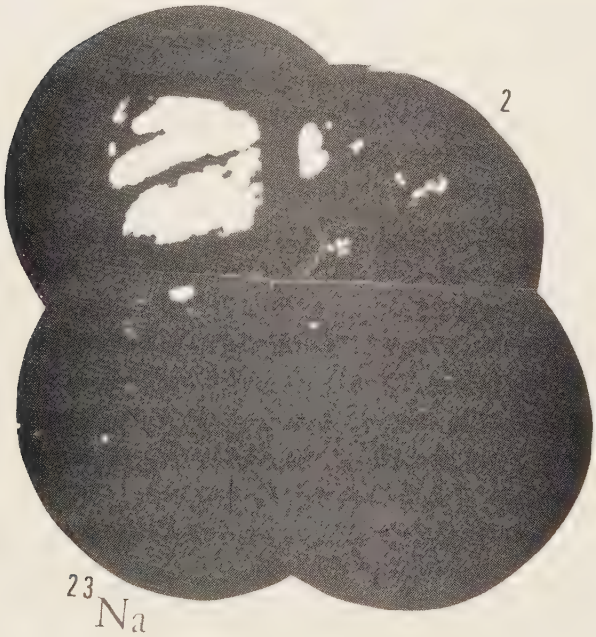
Bombardement primaire O_2^+

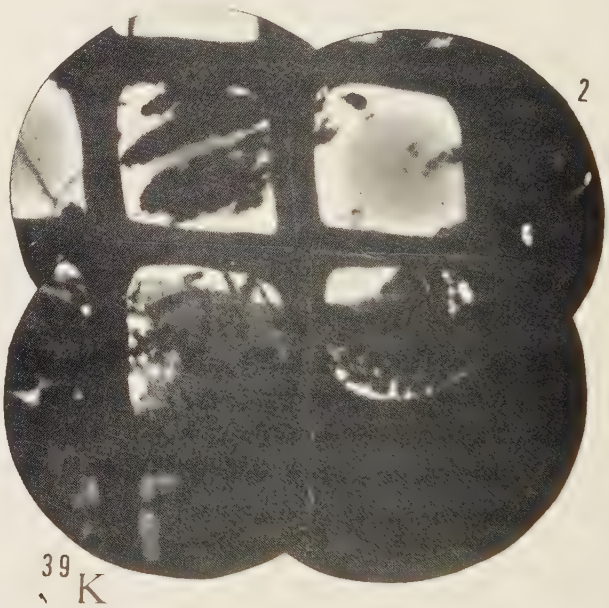
Distance entre deux barreaux de la grille en aluminium : 150 microns environ.

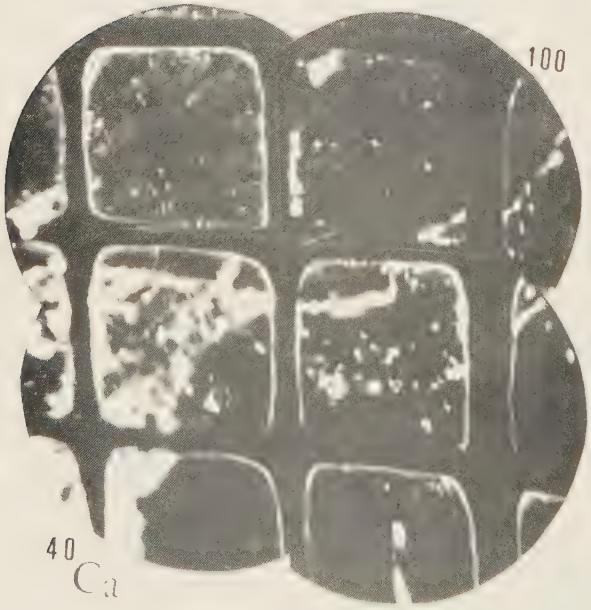
Les facules albitiques nous apparaissent en taches claires sur le cliché N a. Cette partie albitique représente une proportion importante du minéral hôte potassique qui se distingue par la présence de B a dans son réseau cristallin.


10
^{28}Si


10
^{27}Al


2
^{23}Na


2
^{39}K


100
^{40}Ca

100
^{56}Fe
CaO

PLANCHE V

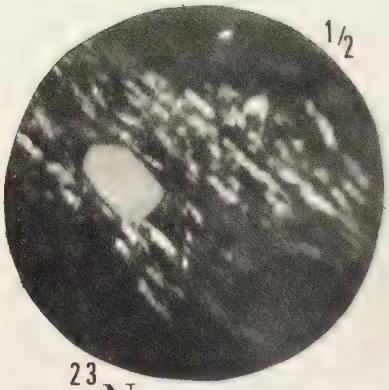
Microscopie ionique d'un feldspath sodi-potassique et d'un quartz rhyolitique

Les temps de pose respectifs sont indiqués sur les clichés en haut à droite en seconde.

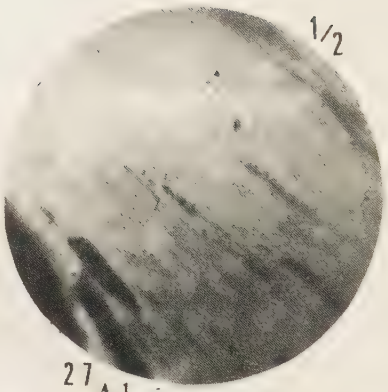
Bombardement primaire O_2^+

Distance entre deux barreaux de la grille en aluminium : 150 microns environ.

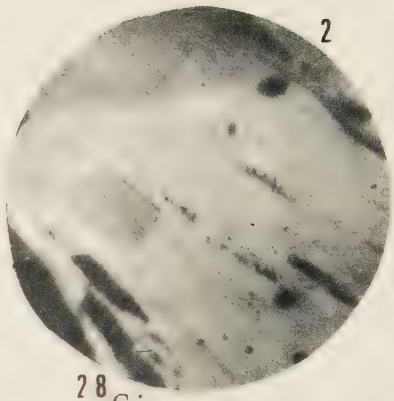
La partie albitique du feldspath apparaît sur le cliché N a et la partie potassique sur le cliché K. Nous noterons une différence dans l'intensité en Si et Al de ces deux zones probablement due à un artefact (voir texte p. 87).



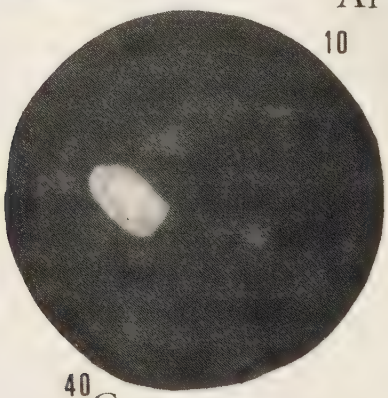
^{23}Na



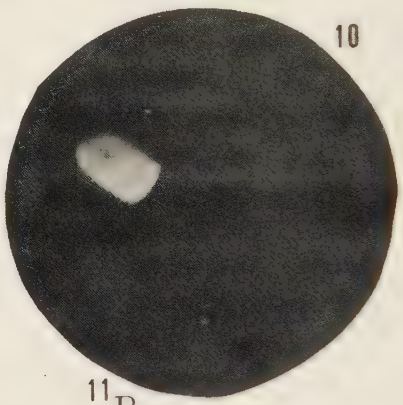
^{27}Al



^{28}Si

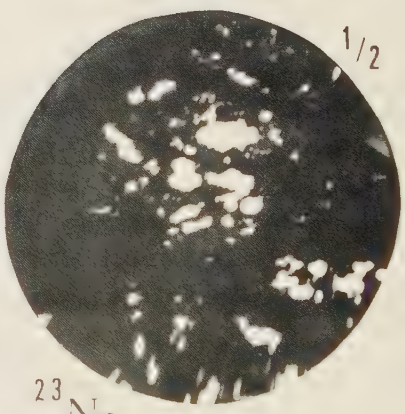


^{40}Ca



^{11}B

^{39}K



^{23}Na

^{27}Al

^{28}Si

P L A N C H E VI

a) Microscopie ionique d'un cristal de tourmaline zonée.

Dans les photos de la micro-analyse il n'apparaît une zonation que dans le cliché de la répartition des ions Ca.

b) Facules albitiques dans un feldspath sodi-potassique d'un porphyroïde sériciteux.

Les facules albitiques informes se répartissent de façon quelconque dans les feldspaths potassiques hôtes sans que les relations entre ces deux cristaux puissent être définies.

alb = albite

Fk = Felsdpaths potassiques.

Les temps de pose respectifs sont indiqués sur les clichés en haut à droite en seconde.

Bombardement primaire : O_2^+

Distance entre deux barreaux de la grille en aluminium : 150 microns environ.